

Die Deltaphasen der Unterkreide am Basko-kantabrischen Kontinentalrand, Nordspanien*

Lower Cretaceous deltaic stages of the southern Biscay margin,
Northern Spain

Von

J. Reitner und J. Wiedmann, Tübingen

Mit 5 Abbildungen im Text

REITNER, J. & WIEDMANN, J. (1982): Die Deltaphasen der Unterkreide am Basko-kantabrischen Kontinentalrand, Nordspanien. [Lower Cretaceous deltaic stages of the southern Biscay margin, Northern Spain.] — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165: 60—76; Stuttgart.

Abstract: Excellent onshore outcrops, DSDP cores and dredge samples facilitate recognition and definition of successive stages in the evolution of the subsiding southern Biscay margin. Here the Lower Cretaceous episodes of this subsidence are treated. In contrast to the central North Atlantic, rifting in this area decreased during the Jurassic and later renewed in Late Jurassic time.

"Wealden" sediments of extreme thicknesses were deposited in the first stage of pronounced subsidence (Oxfordian to Barremian?). It is to be considered as the first deltaic episode of the second and final rifting stage of the Biscay Ocean. Late Jurassic ("Late Cimmerian") distension tectonics are the major factor controlling the sedimentary environments. Distribution of continental, limnic and brackish facies exhibit a relief of torted blocks which persisted through the entire Lower Cretaceous. The predominance of NW—SE directed faults at that time and the maximum of Wealden thicknesses in the N Celtiberic Ranges point to the possibility that the Bay of Biscay originally intended to open this way. The Valanginian transgression was found to be of minor importance with regard to subsidence, but is used as datum level.

The second phase in the Lower Cretaceous history of the southern Biscay margin is the development of Urgonian carbonate platforms (Aptian to Lower Albian). These island platforms used the previous relief as far as the subrecifal carbonates were restricted to previous horst structures, while marine pelitic "*Parahoplites* shales" were accumulated in the channel-like grabens. Decreasing subsidence may be the only difference to the previous evolutionary stage; sedimentation is, however, still able to compensate subsidence. At this time, the actual E—W directed tectonic structures became predominant.

This platform evolution is followed and simultaneously closed up by a second deltaic phase (Middle Albian to Lower Cenomanian in the N, Albian in the S).

* Rundgespräch „Subsidenz-Entwicklung“ Tübingen, Dezember 1980, Teil II, Kreide, Beitrag Nr. 3B.

A new increase of subsidence may be correlated with "Austrian" distension tectonics and considerable terrigenous input from the S and W. This is a time of extreme facies diversity: 1) turbiditic sedimentation at the subsiding continental margin, 2) deltaic fans in the northern basco-cantabric trough, 3) continental and fluvial sands in the S, 4) final persistence of restricted island platforms and diapiric atolls on local highs, 5) oceanic crust in the central basin, and 6) alkaline magmatism in the onshore Biscay syncline. In correlation with the distension tectonics this is the first period of pronounced diapirism.

The next abrupt change in sedimentary environment, i.e. to an uniform pelagic sedimentation (Middle Cenomanian), is due to the "global" Cenomanian transgression and integrates the whole area into a widespread pelagic facies realm. At this time, sedimentation is unable to compensate subsidence. There is no doubt, that late "Cimmerian" and "Austrian" distension tectonics and the related Valanginian and Cenomanian transgressions, altogether widespread at the North Atlantic margins, have their origin in the episodic activity of the mid-oceanic ridge and compensating crustal processes.

An attempt is made to correlate similar stages in the history of subsiding passive margins in various time-periods.

Key words: Paleogeography, subsiding basin, rift, extension fractures, subsidence, alpine orogeny, passive margins, seafloor spreading, crust, Valanginian, Wealden, delta, Aptian, Urgonian, platform; Cantabrian region Spanish Pyrenees.

1. Einleitung

In den Küstenaufschlüssen der nordspanischen Basko-kantabrischen Region sind während der Unterkreide zwei Deltaphasen mit mächtigen terrigenen Schüttungen entwickelt. Die ältere Phase wird im folgenden vereinfacht Wealden genannt, da in der Tat starke Beziehungen zu ähnlichen Sedimenten in NW-Europa bestehen. Sie ist relativ lang andauernd (Kimmeridge bis Barreme). Dem steht eine zweite kurzfristige Phase gegenüber, die im nördlichen küstennahen Bereich als „Complexe gréseux supérieur“ oder „Supra-Urgon“ (RAT 1959), im S als „Utrillas-Schichten“ (TRICALINOS 1928, SAEFTEL 1960) bezeichnet wird und dem Alb und Untercenoman entspricht. Beide Phasen sind im N dieses Sedimentationsraumes durch die Plattformkalke des Urgons und ihre Äquivalente getrennt; im S folgen sie einander unmittelbar bzw. mit entsprechendem zeitlichem Hiatus und sind dann teilweise nur mit Mühe abgrenzbar. Da aber entsprechende terrigene Schüttungen oft in Wechselwirkung mit der Entwicklung von Karbonatplattformen auftreten, erhebt sich die Frage, ob hierbei vielleicht ein genereller Zusammenhang bestehen könnte.

2. Die 1. Deltaphase („Wealden“)

2.1 Wealden-Fazies und -Stratigraphie

Anknüpfend an die Arbeiten von RAT (1959, 1962, 1963) hat im letzten Jahrzehnt eine Renaissance der Bearbeitung des kantabrischen Wealden eingesetzt (RAMÍREZ DEL POZO 1969, 1971; BRENNER & WIEDMANN 1975;

BRENNER 1976; PUJALTE 1981; SALOMON 1981). Vor allem BRENNER (1976) gelang es, die Stratigraphie dieser kontinental-limnisch-brackisch-marinen Serien auf der Grundlage einer detaillierten Untersuchung der Ostrakoden-Faunen und Charophyten-Floren zu klären. Nur auf diesem Wege sind großräumige paläogeographische Rekonstruktionen möglich, wobei sich gerade die Ostrakoden als vorzügliches Mittel zur Differenzierung von limnischen, brackischen oder marinen Milieus erwiesen. Als Ergebnis dieser Arbeiten bleibt festzuhalten, daß der genetische Zusammenhang zwischen basko-kantabischem und keltiberischem Wealden verdeutlicht und erstmals auch ein Zusammenhang der nordspanischen Wealden-Entwicklung mit der Öffnung des Nordatlantik angedeutet werden konnte (BRENNER & WIEDMANN 1975: 132). Offen blieben dagegen Fragen des strukturellen Baus, z. B. der Ursachen für das Persistieren von Süßwasserseen im äußersten SW bzw. den NW Keltiberischen Ketten (Abb. 1) oder der Seewege, die intermittierend sogar zu brackisch-mariner Sedimentation im Bereich der Sierra Demanda führten.

Die überwiegend klastisch-kontinentale Wealden-Entwicklung Nordspaniens folgt auf epikontinentalen Jura (1. Riftphase des Biskaya-Grabens), dessen Sedimentation in den Keltiberischen Ketten mit dem Bathonium, im Basko-kantabischen Raum meist mit dem Callovium, lokal auch erst mit dem Kimmeridge (Riffkalke von Iribas, Prov. Guipúzcoa) abbricht. Sie wird überlagert im N vom Urgon, das im höheren Barreme einsetzen

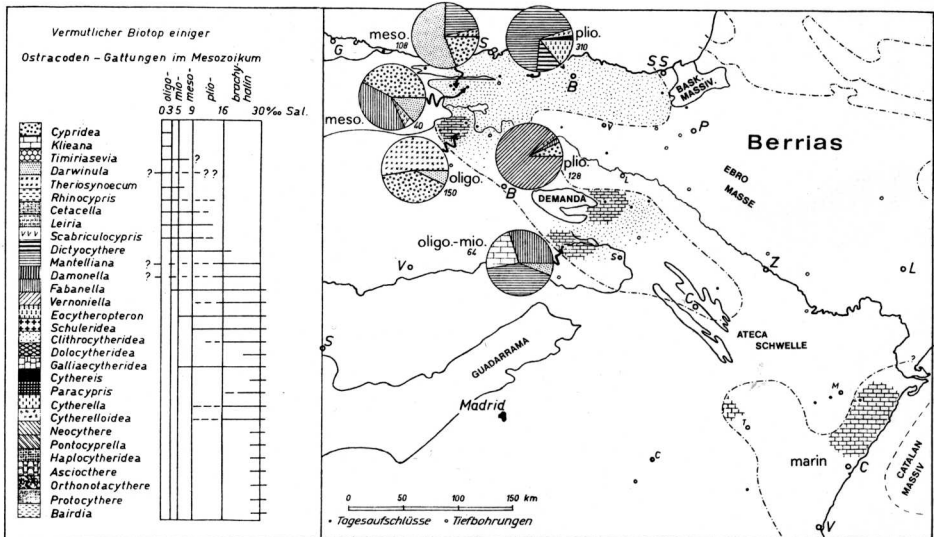


Abb. 1. Paläogeographie des nordspanischen Berrias und Spektren der Ostrakodenfaunen (verändert nach BRENNER 1976).

dürfte (RAT 1959) und weite Teile des Apt umfaßt, im S direkt von den Utrillas-Schichten des Alb. Wenigstens lokal dürfte der Wealden den gesamten Intervall vom Oxford bis ins Barreme ausfüllen, meist jedoch ist die Entwicklung lückenhaft (BRENNER & WIEDMANN 1975, Abb. 1, 2). Sie ist in 3—4 Sedimentationszyklen gliederbar und von jungkimmerischen Distensionsbewegungen i.w.S. begleitet (Beginn 2. Riftphase des Biskaya-Grabens); jeder Zyklus scheint seinem Untergrund diskordant aufzulagern. Inwieweit diese Zyklen über den Gesamtbereich synchron verlaufen, ist nicht gesichert. Demzufolge bereitet die überregionale Korrelation dieser Zyklen einige Schwierigkeiten. Biostratigraphisch über weite Distanzen korrelierbar sind vor allem zwei Ereignisse: (1) die Phase verbreiteter Süßwasserseen des Berrias mit *Theriosynoecum fittoni*, *Th. forbesii* und Charophyten (BRENNER & WIEDMANN 1975, Abb. 2; hier Abb. 1), die Korrelationen bis in die Keltiberischen Ketten hinein ermöglichen und (2) eine marine Ingressionsphase des Valangin mit *Schuleridea* cf. *thorensensis*, Bryozoen und Korallen, die bis in die „Talveila-Formation“ (BRENNER & WIEDMANN 1975: 127) der N Keltiberischen Ketten zu verfolgen ist.

Eines der Schlüsselgebiete zum Verständnis des nordspanischen Wealden ist der Raum Sedano—Aguilar de Campóo (Prov. Burgos) mit dem bislang einzigen onshore-Erdölfeld von Ayoluengo im SW der Basko-Kantabrischen Ketten. Hier folgt auf marines Callov die „Aguilar de Campóo-Formation“ (BRENNER & WIEDMANN 1975: 129) als erster Sedimentationszyklus zunächst mit groben Konglomeratschüttungen und kreuzgeschichteten fluviatilen Sanden, überlagert von limnischen Kalken und Mergeln mit *Cetacella armata*, *Leiria striata*, *Tolypella minuta* u. a. Dieser älteste Zyklus dürfte damit hier ein Oxford-Kimmeridge-Alter besitzen. Er wird überlagert von einem zweiten Zyklus, der Berrias-Valangin-Alter haben dürfte, mit Süßwasserkalken mit *Dictyocythere mediostricta transfuga* und *Theriosynoecum fittoni* beginnt und in marinen Kalken mit *Schuleridea* cf. *thorensensis* endet. Ihm folgt schließlich ein unvollständiger dritter Zyklus, der aus schräg- und kreuzgeschichteten fluviatilen Sanden und Sandsteinen aufgebaut ist und der möglicherweise Hauterive-Alter hat.

In den N Keltiberischen Ketten verlief die Entwicklung sehr ähnlich. Allerdings scheint sich hier in Form der lagunären „Enciso-Formation“ (TISCHER 1967) mit einer reichen endemischen Ostrakoden-Fauna und wahrscheinlichem Hauterive/Barreme-Alter (BRENNER 1976) noch ein weiterer Sedimentationszyklus anzuschließen. Dabei kam es hier zur Akkumulation von Maximalmächtigkeiten, die lokal 6000 m überschritten (TISCHER 1967, Taf. 38). Sämtliche kontinental-detritischen Serien („Tera-“, „Urbion-“ und „Oliván-Schichten“) zeigen Rotfärbung.

Eine weitere Schlüsselrolle zum Verständnis des nordspanischen Wealden nimmt schließlich der südliche Teil der Provinz Santander ein mit den Aufschlüssen um Ramales de la Victoria (RAT 1962, RAMÍREZ DEL POZO 1969, BRENNER 1972), mit dem variszischen Sporn des Las Caldas-Sattels

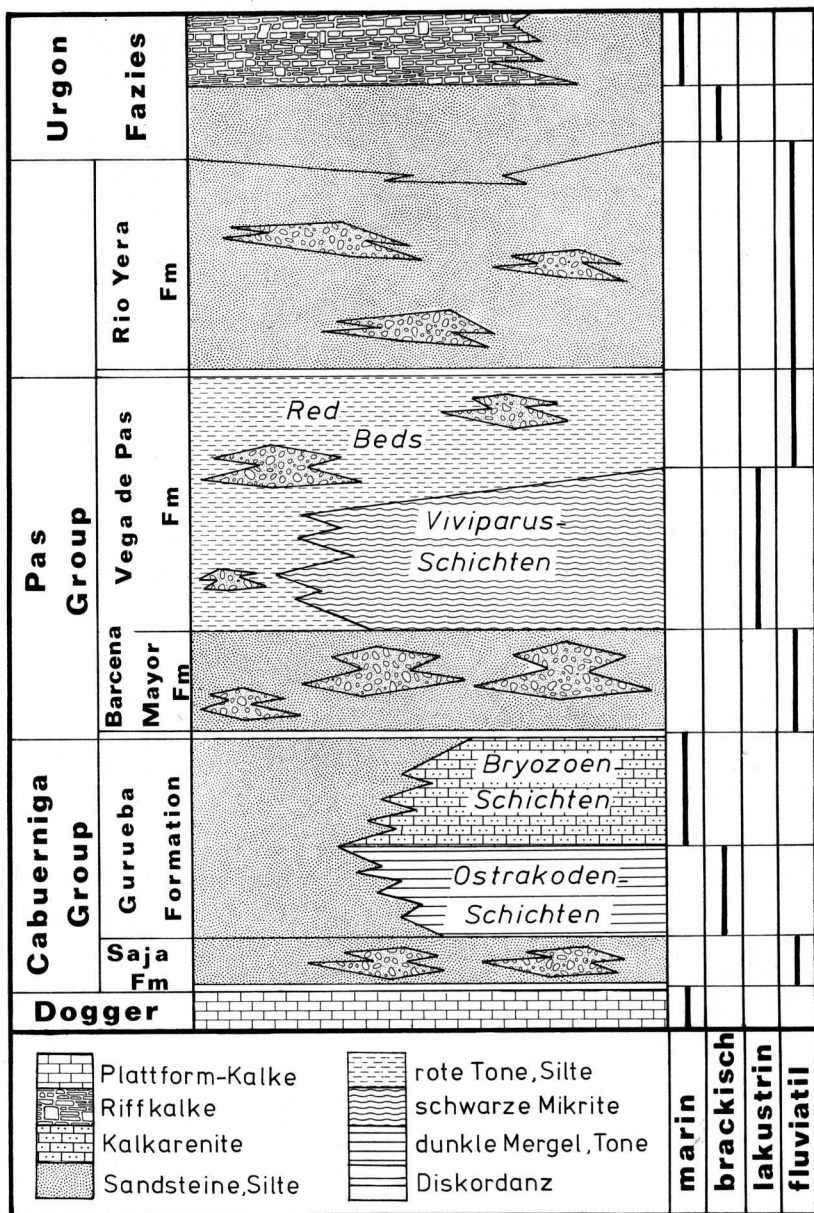


Abb. 2. Schematische Faziesgliederung des „Wealden“ der NW Basko-kantabrischen Ketten (verändert nach PUJALTE 1980).

oder Cabuerniga-Rückens. Der hier in weiter flächenhafter Ausdehnung ausstreichende und über 2000 m mächtige Wealden wurde von PUJALTE (1981) im Detail untersucht und in zwei vollständige und einen unvollständigen Sedimentationszyklus gegliedert (Abb. 2).

Der 1. Megazyklus entspricht der „Cabuerniga-Gruppe“ PUJALTES, die hier marinem Callov auflagert. Bei der basalen „Saja-Formation“ handelt es sich um einen alluvialen Zyklus mit groben Geröllen, kreuzgeschichteten Sandsteinen, Silten und Tonen. Die sedimentären Kleinzyklen zeigen typische „fining upward-“ und „thinning upward“-Sequenzen. Die Schrägschichtungsrichtungen mit „low sinuosity“ ermöglichen die Rekonstruktion des Rinnensystems eines Inselflusses. In entsprechenden Stillwasser-Sedimenten finden sich gehäuft Süßwasser-Ostrakoden (*Darwinula*) und Charophyten-Oogonien. Diese fluviatile Fazies wird von der „Gurueba-Formation“ abgelöst, die mit den sog. „Ostrakoden-Schichten“ beginnt. Dies sind Mergel, dunkle Mikrite und Tone mit Süß- und Brackwasser-Ostrakoden. Diese überwiegend brackische Serie wird schließlich von den vollmarinen „Bryozoen-Schichten“ abgelöst, die in Kalkarenit-Fazies vorliegen. Neben stenohalinen Organismen finden sich hier auch Formen, die gewisse Salinitätsschwankungen vertragen (z. B. *Ostrea*, *Serpula*, *Iberina*). Dieser 1. Megazyklus dürfte Tithon- (oder Portland-) bis Valangin-Alter besitzen und damit bereits dem 2. Sedimentationszyklus im Raum von Sedano entsprechen (BRENNER & WIEDMANN 1975, Abb. 2). Als „Pas-Gruppe“ wird von PUJALTE (1981) der 2. Megazyklus bezeichnet, der wiederum mit einer fluviatilen Sequenz („Barcena-Formation“) beginnt. Hier dürfte es sich allerdings um einen Mäander-Fluß handeln mit einem Rinnensystem, das „high sinuosity“ zeigt. Auch dieses wird wieder von Süßwassersedimenten abgelöst („*Viviparus*-Schichten“) mit einer entsprechenden Bivalven- und Ostrakoden-Fauna. Diese Serie wird schließlich überlagert von Rotsedimenten („Wealden rouge“ RAT 1963) einer Fan-Fazies, wobei die Rotfärbung einem Übergang zu aridem Klima entsprechen soll (RAT op. cit., S. 455). Zur Ablagerung gelangen tonig-siltige Sedimente des Wattbereichs bzw. Sande und Sandsteine einer fluviatilen Fazies mit „high sinuosity“-Rinnen.

Der dritte und unvollständige Zyklus der „Rio Yera-Formation“ zeigt schließlich wieder die typischen „low sinuosity“-Muster der Rinnensysteme eines Inselflusses. Die Rotfärbung ist gleichzeitig verschwunden. Diese letzten fluviatilen Sedimente werden schließlich von intertidalen Sandsteinen und der rezifalen Urgon-Fazies bzw. ihren Äquivalenten überlagert.

2.2 Paläogeographie des Wealden

Die Wealden-Phase markiert am südlichen Biskaya-Grabenrand — ebenso wie entsprechende Bildungen in der Peripherie des Nordatlantik oder im Südatlantik — einen totalen sedimentationsgeschichtlichen Umbruch.

Sie löst die stabile Phase eines weitgehend flachen Epikontinentalmeers mit monotoner und über weite Bereiche korrelierbarer Sedimentation ab. Die mehrere 1000 m mächtigen kontinentalen detritischen Serien, die in Delta-Fans übergehen oder von Süßwasser-Sedimenten abgelöst werden, sind Ausdruck einer verstärkten Subsidenz, über deren Entwicklung und mögliche Ursachen aus dem räumlichen und zeitlichen Verbreitungsmuster der Wealden-Sedimente geschlossen werden kann. Am Beispiel des nordspanischen Wealden wird deutlich, daß nicht — wie vielfach spekuliert (DIETZ 1952, BOTT 1979, 1980) — das „sedimentary onload“ mächtiger Deltaserien und der ihnen auflagernden Karbonatplattformen zur Subsidenz an und damit letztlich zur Entwicklung von Kontinentalrändern Anlaß gibt.

Die Verteilung der Wealden-Becken des Nordatlantik läßt präformierte Schwächezonen zwischen stabilen tektonischen Hochs erkennen, die zeitliche Anordnung dieser kontinentalen Sedimentbecken an der Jura/Kreide-Grenze lassen einen prinzipiellen Zusammenhang mit jungkimmerischer Dehnungstektonik i.w.S. vermuten. Auffallend ist weiterhin, daß zumindest ein Teil dieser Wealden-Becken sich in Gebieten mit salinarem Untergrund des frühen atlantischen Riftstadiums eingetieft haben. Daß beginnende Salz-bewegung hier zum Initiator der Subsidenzentwicklung wurde, ist jedoch weniger wahrscheinlich als das Gegenteil, daß nämlich die jungkimmerische Dehnungstektonik wahrscheinlich die Salzwanderung in Gang setzte.

Ein wesentliches Detail, das sich aus den Beobachtungen in Nordspanien ergibt, ist, daß die Sedimentation der Wealden-Serien bereits in ein Relief — sehr wahrscheinlich aus Kippschollen, Horsten und Gräben — erfolgte (Abb. 3, 4 B). Der heute küstenparallel, also E—W streichende Las Caldas-„Sattel“ dürfte — in ganz ähnlicher Weise wie die „Banc Le Danois“ (BOILLOT et al. 1979) am heutigen Biskaya-Schelf — ursprüng-

BISKAYA-GRABEN (Tithon - Unterapt)

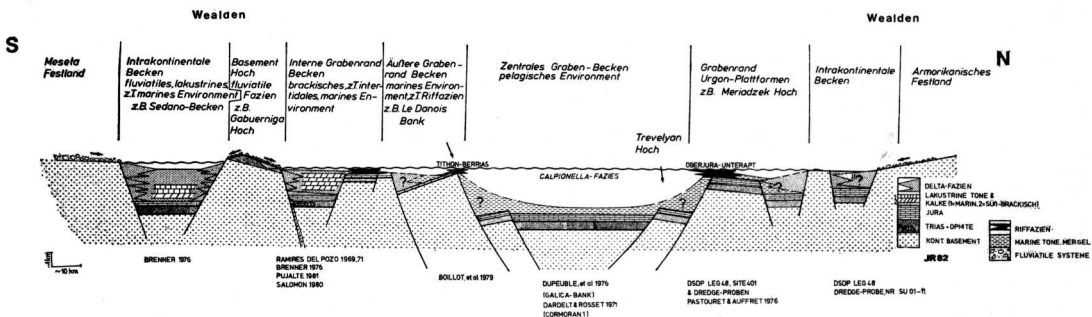


Abb. 3. Detaillierter N—S-Schnitt durch die zentrale Biskaya zur Zeit der „Wealden“-Sedimentation.

lich der Luv-Seite einer solchen Kippscholle entsprochen haben und trat auch bereits früh als Sedimentlieferant in Erscheinung. Das bisher nur schwer verständliche, ausgedehnte Süßwasserareal von Sedano dürfte sich dagegen auf dem Lee-Schenkel dieser oder einer benachbarten Kippscholle gebildet haben.

Vor allem aber läßt die \pm phasenhafte gleichzeitige tektonische Aktivität in den nordatlantischen Küstenbecken (JANSA & WIEDMANN 1982, Tab. 1), im vorliegenden Fall die der jungkimmerischen Distensionsbewegungen, einen gemeinsamen zentralen Motor vermuten. Dieser dürfte in der gleichfalls phasenhaften Bildung mittelozeanischen Rückens zu sehen sein, die in gleicher Weise auch für die intermittierende Valangin-Transgression verantwortlich gemacht wird (BRENNER & WIEDMANN 1975: 132). Seine Aktivität und von ihm ausgehende Transformstörungen dürften für die Öffnung eines eigenen Biskaya-Ozeans verantwortlich zu machen sein, die mit mächtigen Vertikalbewegungen an der Jura/Kreide-Grenze einsetzte. Sie haben fast gleichzeitigen Ausdruck in ozeanisch-pelagischen Sedimenten des Tithon mit Calpionellen im Bereich der Le Danois-Bank (DURAND DELGA et al. 1973), wie in den mächtigen kontinental-detritischen Wealden-Serien des beginnenden Kontinentalrandes gefunden (Abb. 3). Sie sind gleichzeitig Ausdruck einer verstärkten Dehnungstektonik, mit der synchron auch das Auseinanderdriften von Iberischer Platte und Armorikanischem Massiv einsetzt. Aus paläomagnetischen Daten (VANDENBERG 1980) wird hierfür ein Barreme-Alter wahrscheinlich gemacht. Die Zunahme terrigener Schüttungen am entstehenden Kontinentalrand ist allein aus der resultierenden Versteilung des Reliefs durch Mantel-Doming erklärbar. Allerdings werden die teilweise beträchtlichen Subsidenzraten von der terrigenen Sedimentation \pm ausgeglichen. Dabei sind bei detaillierter Betrachtung 3—4 Sedimentationszyklen erkennbar.

Gleichzeitig hat sich allerdings bereits in der NE-Biskaya mit dem Parentis-Becken ein mariner Spezialtrog mit teilweise starker Subsidenz gebildet (WINNOCK 1971, WIEDMANN, ds. Heft), der zu diesem Zeitpunkt der Biskaya-Achse entsprach. Es kann davon ausgegangen werden, daß sich die Biskaya zu diesem Zeitpunkt als Aulakogen entwickelte mit einem Triple-Punkt etwa im Bereich des Rockall-Plateaus. In der höheren Unterkreide begann sich dieses Subsidenz-Zentrum in den S-Ast der Biskaya zu verlagern. Gleichzeitig begann die Produktion ozeanischer Kruste im Zentralgraben (RIES 1978).

Ein weiteres Problem stellt die Rolle der Keltiberischen Ketten dar. Die hier besonders starke Wealden-Subsidenz und die gleichzeitige Dominanz jüngerer NW—SE- (bzw. NE—SW-) streichender Strukturen¹⁾ bei der kantabrischen Wealden-Entwicklung (SALOMON 1981) lassen die Speku-

¹⁾ Bei diesen Angaben ist natürlich die spätere Torsion der Iberischen Platte um etwa 30° gegen den Uhrzeiger zu berücksichtigen.

lation zu, daß die Biskaya ursprünglich diesen Verlauf nehmen sollte. Allerdings gelang es offenbar regenerierenden variszischen Strukturen mit E—W (bzw. N—S) Streichen,¹⁾ sich gegenüber den jüngeren Elementen durchzusetzen und die Entwicklung im Basko-kantabrischen Raum zu bestimmen. Der in der Kreide einsetzende Salzdiapirismus ist überwiegend an die jüngeren Strukturen gebunden (WIEDMANN 1980, Abb. 8).

3. Die Urgon-Karbonat-Plattformphase

Das basko-kantabrische Urgon hat im Anschluß an seine monographische Behandlung durch RAT (1959) zahlreiche Bearbeitungen in jüngster Zeit erfahren (GARCÍA MONDEJAR 1979, PASCAL 1976, RAT & PASCAL 1979) und wird zudem in dieser Beitragsfolge separat behandelt (PASCAL, ds. Heft). Es erübrigt sich damit, hier ausführlicher auf die Urgonphase ein-

SOUTHERN BISCAY MARGIN

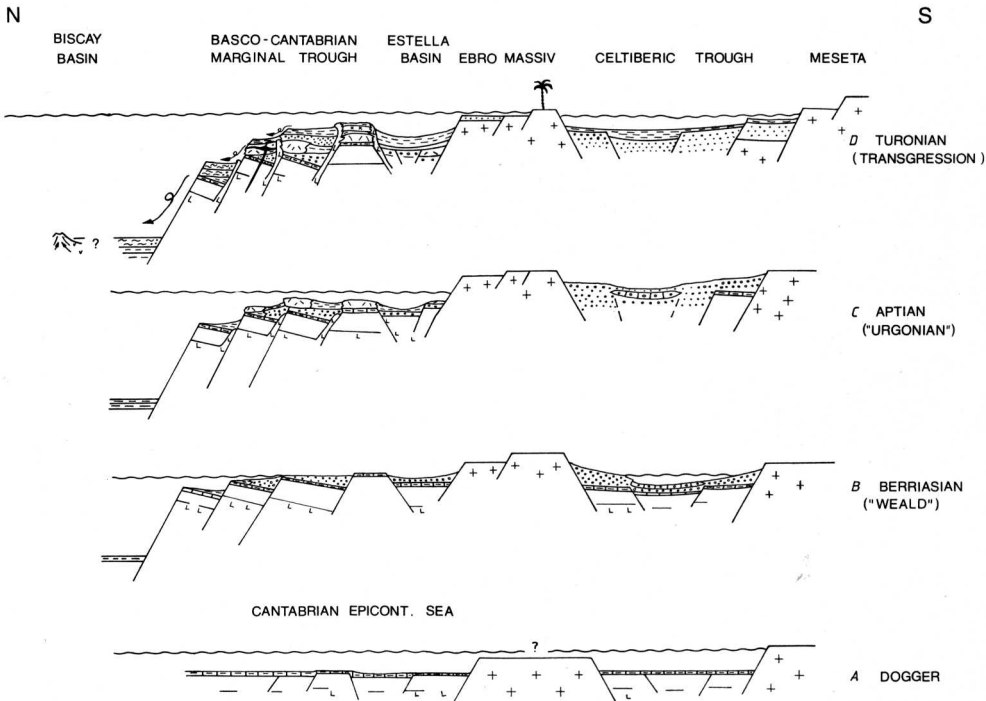


Abb. 4. Subsidenz-Entwicklung zwischen Biskaya-Ozean im N und Meseta im S während des Dogger (A), der Untersten Kreide (B), des Urgo-Apt (C) und der Maximaltransgression des Turon (D).

zugehen. Im vorliegenden Zusammenhang interessiert lediglich, welche Vorgänge die Entwicklung von Karbonatplattformen bedingen oder wodurch diese Phase von den unter- und überlagernden Deltaserien unterschieden ist.

Wesentliche Züge der Paläogeographie des Urgons (Apt—Unteralb) sind (1) die nur geringfügige Verschiebung der Küstenlinie gegenüber den Wealden-Becken. Die Südgrenze des marinen Urgons streicht etwa von Rozas am Ebro-Stausee zur Sierra de Aralar im Grenzgebiet der Provinzen Guipúzcoa und Navarra. Südlich dieser Linie erfolgt keine Sedimentation, d. h. die Urgon-Entwicklung ist nicht mit einem Meeresspiegelanstieg verbunden. (2) Ebenso wie im helvetischen Urgon (Schrattenkalk) (FUNK & BRIEGEL 1979) bildet das kantabrische Urgon keine geschlossenen Karbonatplattformen, sondern Inselplattformen, die wiederum an die Hochs der Kippschollen gebunden sind (Abb. 4 C). Demgegenüber wird in den entsprechenden „Halbgräben“ feinpelitisches Sediment, meist Schwarzschiefer, abgelagert („*Parahoplites*-Schichten“).²⁾ Auch in diesem Falle war also das Relief bereits vorgegeben. (3) Alleiniger Faktor für die Urgonplattform-Entwicklung ist damit die Tektonik und das Nachlassen starker terrigener Schüttungen am sich entwickelnden Kontinentalrand, die freilich gegenüber dem Wealden-Stadium retardierende Züge aufweist. Die Subsidenz ist deutlich verlangsamt und die Karbonatproduktion hält mit der Absenkung Schritt. Durch die damit verbundene Abschwächung des Reliefs erreicht die terrigene Sedimentation die Urgonplattformen nicht, deren Entwicklung sich damit ungehindert bis ins Alb hinein fortsetzen kann (PASCAL, ds. Heft).

4. Die 2. Deltaphase („Supra-Urgon“)

Im Mittelalb der Basko-kantabrischen Ketten erfolgt ein erneuter drastischer Umbruch, der nun aber offenbar von einer Vielzahl von Faktoren bestimmt wird. Im höheren Alb setzt erstmals die Bildung ozeanischer Kruste in der zentralen Biskaya ein (WILLIAMS 1975, RIES 1978, MONTADERT et al. 1979). Sie führt zu einer erneuten (austrischen) Distensions-tektonik am südlichen Biskaya-Rand, die sich in verstärkter Subsidenz und Faziesvielfalt äußert. Diese hat einerseits ein Absinken der Karbonatplattformen zur Folge, zum anderen führt die gleichzeitige Reliefversteilung erneut zu starken terrigenen Schüttungen, die als kontinentale, meist fluvia- tile Utrillas-Fazies den gesamten S (einschließlich Keltiberischer Ketten) bedecken. Sie gehen im mittleren Basko-kantabrischen Becken in Delta-Fans, im N in Prodelta-Turbidite über (AGUILAR TOMÁS 1971; hier Abb. 4 C). Die starken terrigenen Schüttungen verhindern in weiten Bereichen eine Fortsetzung des Riffwachstums; lediglich auf einigen Schollen-Hochs

²⁾ Hier zeigt sich eine auffallende Ähnlichkeit mit den Obertrias-Plattformen des Ostalpins (FABRICIUS 1966, ZANKL 1971).

und auf Diapirdächern können sich lokal noch kleinere Inselplattformen und Diapir-Atolle bis an die Alb/Cenoman-Grenze fortentwickeln (REITNER, ds. Heft). Überhaupt beginnt der Diapirismus erstmals eine nennenswerte Rolle zu spielen. Gleichzeitig führt schließlich die Ausdünnung kontinentaler Kruste zur In- und Extrusion alkaliner Magmen. Gleichzeitig beginnt sich die Küstenlinie verstärkt nach S zu verschieben (Abb. 4 D), weite Teile Navarras und Guipúzcoas werden nunmehr in die marine Sedimentation einbezogen. Damit deutet sich ein weiteres Ereignis an, die Cenoman-Transgression, die in nahezu allen nordatlantischen Küstenbecken erkennbar ist, zu einer weitgehenden Fazieskonstanz führt und von einer aktiven Phase des Mittelatlantischen Rückens gesteuert sein dürfte. Von nun ab vermag die weithin pelagische Sedimentation mit der verstärkten Subsidenz nicht mehr Schritt zu halten.

5. Nordrand des Biskaya-Grabens in der Unterkreide

Für das Verständnis der Entwicklung des Biskaya-Grabens im 2. Riftstadium ist auch der nördliche Rand dieses Grabens von Bedeutung. Da allerdings strittig ist, inwieweit Transformstörungen bei der Entwicklung von Biskaya und Pyrenäen eine Rolle spielten (CHOUKROUNE & MATTAUER 1978, BOILLOT 1981), ist der Vergleich von nördlichem und südlichem Grabenrand nur mit entsprechender Einschränkung möglich. Onshore-Aufschlüsse sind leider nicht vorhanden, so daß man auf offshore-Aufschlüsse angewiesen ist. Insbesondere durch DSDP-Bohrungen und durch das Auf sammeln von Dredge-Proben durch das Institut Français du Pétrole sind zahlreiche neue Daten bekannt geworden, die die Entwicklung des nördlichen Grabenrandes in einigen Punkten klären konnten.

Während der Bohr- und Dredge-Aktivitäten von Leg 48 im Gebiet des Meriadzek-Plateaus (48° Breite, 10° westl. Länge) wurden Unterkreide-Sedimente aufgesammelt. Diese Proben zeigen, daß die nördliche Schelfentwicklung nicht in allen Sedimentations-Phasen kongruent mit der des Südschelfs verläuft, obwohl der tektonische Baustil mit Kippschollen und Horst-Graben-Strukturen bei beiden sehr ähnlich ist (BOILLOT et al. 1979; MONTADERT et al. 1979a, 1979b; PUJALTE 1981; SALOMON 1981). Am Nordschelf ist die typische kontinentale Wealden-Sedimentation des südlichen Grabenrandes nur aus einigen Extraklasten in Oberkreide-Sedimenten bekannt (AUFFRET et al. 1979: 1004). Sie war allerdings mit größter Wahrscheinlichkeit weiter verbreitet.

Die deutlichsten Unterschiede in der Sedimententwicklung ergeben sich allerdings am äußeren Grabenrand, der im Bereich des Meriadzek-Plateaus zu suchen ist. Die hier aufgesammelten Proben ergeben für den Zeitraum Oberjura—Unterapt eine kontinuierliche, ausgedehnte und flachmarine Karbonatplattform mit Rudisten, Foraminiferen (u. a. *Trocholina*, *Pfenderina*), Dasycladaceen u. a. (PASTOURET & AUFFRET 1976, AUFFRET et al. 1979, DUPEUBLE 1979). Diese Fazies ist vom südlichen Grabenrand nur

untergeordnet bekannt. Neben einer küstennahen Bryozoen-Fazies (PUJALTE 1981) finden sich an der Le Danois-Bank im Zeitraum Tithon—Berrias einige flachmarine Organismen, wie *Nautiloculina*, Dacycladaceen u. a. (BOILLOT et al. 1979). Die Fazien des zentralen Grabenbereichs sind am nördlichen Grabenrand in Form von Calpionellen- und Nannoconiden-Kalken entwickelt. Wichtig ist in diesem Zusammenhang die kontinuierliche Riff-Sedimentation vom Oberjura bis ins Unterapt. Die Karbonate werden erst ab Mittelapt von Schwarzschiefer-Sedimenten — im Alb noch verbunden mit Turbiditen — abgelöst (GRACIANSKY et al. 1979).

Am Südschelf beginnt die ausgedehnte Karbonatproduktion erst im Apt (RAT 1959); es besteht damit eine starke zeitliche Inkongruenz in der Entwicklung der Karbonatfazien.

Das Fehlen der Riff-Fazien auf dem Südschelf hat sicher seine Ursache in der erheblichen Zufuhr terrigener Materials, das am Nordschelf offensichtlich keine entsprechend große Bedeutung hatte. Das Fehlen von Riff-Fazien am Nordschelf ab Mittelapt hängt offensichtlich mit der Öffnung des Biskaya-Grabens seit dem Barreme zusammen (VANDENBERG 1980), in dessen Folge wahrscheinlich kühles, „boreales“ Wasser einfloß, und es zu Upwelling-Phänomenen kam. Belegt ist dies durch O₂-Isotopen-Untersuchungen, die kühleres Wasser indizieren (LÉTOLLE et al. 1979), und durch die Anreicherung von Phosphat und Glaukonit, verbunden mit der Bildung von Hartgründen (GRACIANSKI et al. 1979).

6. Zusammenfassung

Der vorliegende Beitrag bemüht sich um eine geraffte Darstellung der Entwicklung des südlichen Biskaya-Randes vom Riftstadium bis zum Spreading bzw. der Bildung ozeanischer Kruste in der Biskaya (vgl. auch RAT, ds. Heft). Diese Entwicklung hat sich hier — verglichen mit dem zentralen Nordatlantik (WIEDMANN, ds. Heft) — erst spät, dann aber in sehr rascher zeitlicher Abfolge zwischen Jura/Kreide-Grenze und dem Alb (2. Riftstadium) vollzogen. In diesem relativ kurzen Intervall wurden interessanterweise vergleichbare Stadien durchlaufen, für die z. B. am NW-afrikanischen Kontinentalrand Trias, Jura und Unterkreide zur Verfügung standen. Es handelt sich im Detail um eine 1. Deltaphase zum Beginn des 2. Riftstadiums, um die Karbonatplattform-Phase und schließlich eine 2. Deltaphase und die an sie anschließende Maximaltransgression verbunden mit der weitgehenden Pelagisierung der bislang flachmarinen Schelfgebiete ab dem Mittelcenoman.

Gute onshore-Aufschlüsse ermöglichen ein relativ exaktes Studium dieser sukzessiven Phasen und erlauben ferner auch Rückschlüsse auf die auslösenden Faktoren und ihre Gewichtung.

Dehnungstektonik des frühen Biskaya-Rifts ist allein für die starke Subsidenz der 1. Deltaphase (Oxford—Barreme?) verantwortlich zu machen. Sie entspricht damit den „jungkimmerischen Bewegungen“ STILLES im wei-

testen Sinne. Die resultierende Versteilung des Reliefs durch Mantel-Doming sorgt für den erhöhten terrigenen Input, der mit der verstärkten Absenkung Schritt hält. Die Staffelbrüche des zukünftigen Kontinentalrandes sind bereits vor Beginn der Wealden-Sedimentation angelegt, wobei heute NW—SE und E—W orientierte Strukturen miteinander konkurrieren. Gleichzeitig kommt es zu vorübergehender Konkurrenz zwischen dem nördlichen Parentis-Becken und dem keltiberischen Wealden-Trog mit mehr als 6000 m kontinentalen, fluviatilen, limnischen und brackischen Sedimenten.

Erst mit der anschließenden Urgon-Plattformphase (Apt—Unteralb) beginnt sich der heutige E—W-streichende Kontinentalrand durchzusetzen. Die mächtige Sediment-Akkumulation der 1. Deltaphase hat nicht zu einer Nivellierung des Reliefs geführt. Vielmehr benutzen die Inselplattformen des Urgons die Hochs der Kippschollen auch für ihre Entwicklung, während Kanäle auf den Tiefschollen und in Halbgräben die in geringerem Umfang anfallende marin-terrigenen Materialzufuhr aufnehmen. Alle diese Faktoren deuten auf ein Nachlassen der Subsidenz hin, in dem der wohl einzige Unterschied gegenüber der vorangegangenen Deltaphase zu sehen ist. Die Sedimentation hält noch immer mit der Subsidenz Schritt.

Der nächste scharfe Wechsel im Sedimentationsmilieu setzt im N im Mittelalb ein (im S etwa an der Apt/Alb-Grenze) und hält bis ins Unterenoman hinein an. Er kann als 2. Deltaphase bezeichnet werden und entspricht den „austrischen Bewegungen“ i.w.S. Eine erneute Verstärkung des Reliefs geht nicht allein aus einer erneuten Zunahme der terrigenen Schüttungen von Meseta und Kantabischem Gebirge hervor (Utrillas-Schichten, Complexe gréseux supérieur), sondern auch aus der gleichzeitig einsetzenden Turbiditbildung am Kontinentalrand bzw. an Schollenrändern. Synchron erfolgen das erste Einsetzen der Bildung ozeanischer Kruste in der zentralen Biskaya, sowie die In- und Extrusion alkaliner Magmen im Bereich der Biskaya-Syncline. Auch zu diesem Zeitpunkt bleibt das seit dem Wealden vorhandene Schollenrelief vorhanden und wird durch erste Diapiraufrüche verstärkt oder ergänzt, wie sich aus dem Nachweis von letzten Inselplattformen und Diapir-Atollen im Oberalb herleiten läßt. Das Ende dieses rezifalen „Spät-Urgons“ ist zunächst auf das erneute Anwachsen des terrigenen Input zurückzuführen; von einem Zerbrechen der Karbonatplattformen — durch die erwähnten austrischen Bewegungen — kann in diesem Fall keine Rede sein. Allerdings wird die erneute „austrische“ Subsidenz am neuen Kontinentalrand verstärkt durch das etwa gleichzeitige Einsetzen der Cenoman-Transgression. Diese greift extrem weit auf die Meseta über und führt zu einer Pelagisierung und gleichzeitigen Nivellierung des sedimentären Milieus („Flysch à boules“-Fazies). Lediglich der Kontinentalhang zeigt mit mächtigen Turbiditfolgen eine abweichende Entwicklung. In dieser Phase vermag die Sedimentation die Subsidenz nicht mehr zu kompensieren.

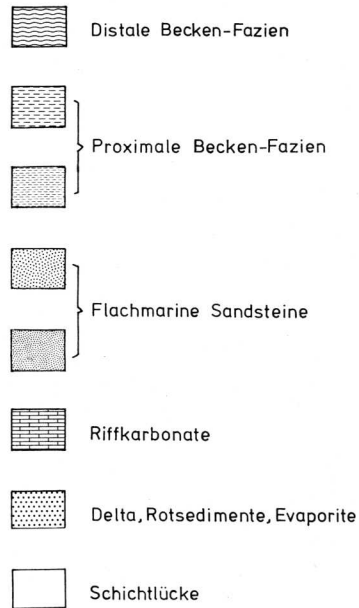
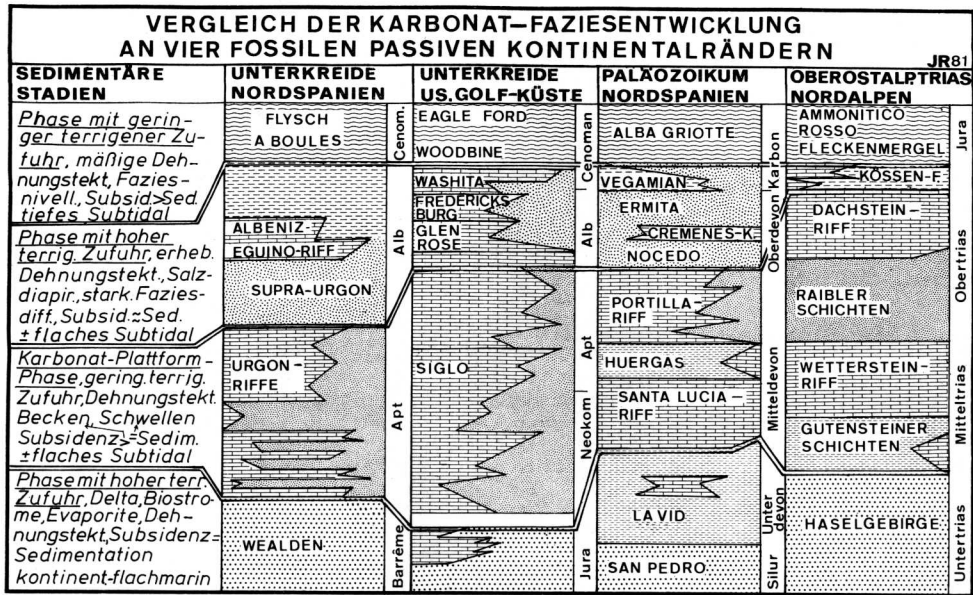


Abb. 5. Vergleich von vier Subsidenzphasen (1. Deltaphase, Karbonat-Plattformphase, 2. Deltaphase und Faziesnivellierung durch Maximaltransgression) an vier fossilen passiven Kontinentalrändern.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß die Entwicklung passiver Kontinentalränder in ihrem Rift- und frühen Spreading-Stadium primär von phasenhaften Vorgängen im oberen Mantel gesteuert wird, die sich als Subsidenzphasen am entstehenden Kontinentalrand bemerkbar machen und deren Beschleunigung oder Verlangsamung sekundär das sedimentäre Milieu bestimmen und die darüberhinaus auch für die „globalen“ Meeresspiegelschwankungen — insbesondere die Transgressionen — verantwortlich zu machen sind.

In Abb. 5 ist der Versuch unternommen, die hier geschilderten vier Entwicklungsphasen am basko-kantabrischen Kontinentalrand mit den entsprechenden sedimentären und tektonischen Parametern zu versehen und mit entsprechenden Entwicklungsphasen in Jura und Unterkreide der U.S. Golf-Küste, mit der oberostalpinen Trias und schließlich mit analogen Entwicklungsphasen des kantabrischen Variszikums zu vergleichen. Die Ähnlichkeit dieser Entwicklungsabläufe ist so groß, daß es schwerfällt, sie als reine Konvergenzen zu betrachten. Vielmehr muß angenommen werden, daß der Motor dieser parallelen Entwicklungen in homologen Krustenprozessen zu suchen ist. Vergleichende Untersuchungen dieser Art sollen dazu beitragen, eine klarere Ansprache der möglichen alternativen Krustenvorgänge (BOTT 1980, CURRAY 1980) zu gestatten.

Literatur

- AGUILAR TOMÁS, M. J. (1971): Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica. — *Estud. geol.*, **27**: 325—334; Madrid.
- AUFFRET, G. A., PASTOURET, L., CASSAT, G., DE CHARPAL, O., CRAVATTE, J. & GUENOC, P. (1979): Dredged rocks from the Armorican and Celtic margin. — *Init. Repts. DSDP*, **48**: 99—101; Washington D.C.
- BOILLOT, G. (1981): De la subduction à la collision: l'exemple des Pyrénées. — *Bull. BRGM*, (2) sect. 1 (2): 93—101; Paris.
- BOILLOT, G., DUPEUBLE, P. A. & MALOD, J. (1979): Subduction and tectonics on the continental margin off Northern Spain. — *Mar. Geol.*, **32**: 53—70; Amsterdam.
- BOTT, M. H. P. (1979): Subsidence mechanisms at passive Continental margins. In: WATKINS, J. S.; MONTADERT, L. & DICKERSON, P. W. (Hrsg.), *Geological and geophysical Investigations of Continental Margins*, Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., **29**: 3—9; Tulsa/Okla.
- (1980): Problems of passive margins from the viewpoint of the geodynamics project: a review. — In KENT, P.; LAUGHTON, A. S.; ROBERTS, D. G. & JONES, E. J. W. (Hrsg.), *The Evolution of Passive Continental Margins in the Light of Recent Deep Drillings Results*, Philos. Trans. r. Soc. London, (A) **294**: 5—16; London.
- BRENNER, P. (1972): Levantamiento geológico en los alrededores de Ramales de la Victoria (Santander, Vizcaya). — *Estud. geol.*, **28**: 429—443; Madrid.
- (1976): Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). — *Palaeontographica*, (A) **152**: 113—201; Stuttgart.
- BRENNER, P. & WIEDMANN, J. (1975): Nuevas aportaciones al conocimiento del "Weald" celtibérico septentrional y sus relaciones paleogeográficas. —

- Actas Ier Symposium Cretácico Cordillera Ibérica, Cuenca 1974: 123—134; Cuenca.
- CHOUKROUNE, P. & MATTAUER, M. (1978): Tectonique des plaques et Pyrénées: Sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; Comparaison avec des modèles actuels. — Bull. Soc. géol. France, (7) 20: 698—700; Paris.
- CURRAY, J. R. (1980): The IPOD programme on passive continental margins. — In KENT, P.; LAUGHTON, A. S.; ROBERTS, D. G. & JONES, E. J. W. (Hrsg.), *The Evolution of Passive Continental Margins in the Light of Recent Deep Drilling Results*, Philos. Trans. r. Soc. London (A) 294: 17—33; London.
- DIETZ, R. S. (1952): Geomorphie evolution of continental terrace (continental shelf and slope). — Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 36: 1802—1819; Tulsa/Okla.
- DUPEUBLE, P. A. (1979): Mesozoic foraminifers and microfacies from holes 400A, 401 and 402A of the DSDP Leg 48. — Init. Reps. DSDP, 48: 451—475; Washington D.C.
- DURAND DELGA, M. (1973): Les Calpionelles du Golfe de Gascogne, témoignage de l'ouverture de l'Atlantique-Nord. — Bull. Soc. géol. France, (7) 15: 22—24; Paris.
- FABRICIUS, F. H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den bayerisch-tiroler Kalkalpen. — Intern. sedim. petrogr. Ser. 9: 143 S.; Leiden (Brill).
- FEUILLÉE, P. (1967): Le Cénomanien des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. — Mém. Soc. géol. France, 108: 343 S.; Paris.
- FUNK, H. & BRIEGEL, U. (1979): Le faciès urgonien des nappes helvétiques en Suisse orientale. — In: *L'Urgonien des Pays Méditerranéens*, Geobios, Mém. spéc. 3: 159—168; Lyon.
- GARCÍA MONDEJAR, J. (1979): Successions paléogéographiques du complexe urgonien dans le SW de la région Basco-Cantabrique (Nord de l'Espagne). — In: *L'Urgonien des Pays Méditerranéens*, Géobios, Mém. spéc. 3: 71—78; Lyon.
- GRACIANSKY, P. C. DE, AUFFRET, G. A., DUPEUBLE, P., MONTADERT, L. & MÜLLER, C. (1979): Interpretation of depositional environments of the Aptian/Albian Black Shales of the north margin of the Bay of Biscay (DSDP Sites 400 and 402). — Init. Reps. DSDP, 48: 877—908; Washington D.C.
- JANSA, L. F. & WIEDMANN, J. (1982): Mesozoic—Cenozoic development of the eastern North American and the northwest African continental margins: A comparison. — In RAD, U. VON et al., (Hrsg.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*: 215—269; Berlin etc. (Springer).
- LÉTOLLE, R., GRAZZINI, C. V. & PIERRE, C. (1979): Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at DSDP Sites 400, 401, 403 and 406. — Init. Reps. DSDP, 48: 741—756; Washington D.C.
- MIR, L. J., GOMEZ, J. E. & SUSAN, V. R. (1971): Estudio geológico de la Provincia de Guipúzcoa. — Mem. Inst. Geol. Min. España, 79: 130 S.; Madrid.
- MONTADERT, L., CHARPAL, O. DE, ROBERTS, D., GUENOC, P. & SIBUET, J.-C. (1979): Northeast Atlantic passive continental margins: Rifting and subsidence processes. — In: TALWANI, M.; HAY, W. & RYAN, W. B. F. (Hrsg.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment*, Maurice Ewing Ser. 3: 154—186; Washington D.C.
- PASCAL, A. (1976): Variations séquentielles rapides de sédimentation sur la bordure des plates-formes urgoniennes dans le Nord de l'Espagne. — Bull. Soc. géol. France, (7) 18: 1005—1008; Paris.

- PASTOURET, L. & AUFFRET, G. A. (1976): Observations sur les microfaciès des roches sédimentaires prélevées sur la marge armoricaine. — *Rev. Inst. Franç. Pétrole*, 31: 401—418; Brest.
- PUJALTE, V. (1981): Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled basin: The "Wealden" of the Santander area, Northern Spain. — *Sed. Geol.*, 28: 293—325; Amsterdam.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1969): Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de la facies purbeckiense y wealdense del Norte de España. 68 S.; Madrid (Ediciones CEPESA).
- (1971): Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España. — *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 78 (3 Bde.): 357 S.; Madrid.
- RAT, P. (1959): Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne). — *Publ. Univ. Dijon*, 18: 325 S.; Dijon.
- (1962): Contribution à l'étude stratigraphique du Purbeckien-Wealdien de la région de Santander (Espagne). — *Bull. Soc. géol. France*, (7) 4 (1): 1—12; Paris.
- (1963): A propos du Wealdien cantabrique: transgressions et régressions marines climatiques. — *C.R. Acad. Sci. Paris*, (D) 256, 455—457; Paris.
- RAT, P. & PASCAL, A. (1979): De l'étage aux systèmes bio-sédimentaires urgoniens. — In: *L'Urgonien des Pays Méditerranéens, Géobios, Mém. spéc.* 3: 385—399; Lyon.
- RIES, A. C. (1978): The opening of the Bay of Biscay — A review. — *Earth-Sci. Rev.*, 14: 35—63; Amsterdam.
- SAEFTEL, H. (1960): Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens. — *Z. dt. geol. Ges.*, 111 (3), 1959: 684—711; Hannover.
- SALOMON, J. (1981): Les formations continentales du Jurassique supérieur — Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chaînes cantabrique et ibérique). — *Mém. géol. Univ. Dijon*, 250 S.; Dijon.
- TISCHER, G. (1967): Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). — *Beih. geol. Jb.*, 44 (1965): 123—164; Hannover.
- TRICALINOS, J. (1928): Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten des nordöstlichen Spanien. — *Z. dt. geol. Ges.*, 80: 409—482; Berlin und Stuttgart.
- VANDEBERG, J. (1980): New palaeomagnetic data from the Iberian Peninsula. — *Geol. Mijnbouw*, 59: 49—60; Amsterdam.
- WIEDMANN, J. (1980): Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord). — *Cuadernos Geol. ibér.*, 5: 125—240; Madrid.
- WILLIAMS, C. A. (1975): Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. — *Earth Planet. Sci. Letters*, 24: 440—456; Amsterdam.
- WINNOCK, E. (1971): Géologie succincte du Bassin d'Aquitaine. (Contribution à l'histoire du golfe de Gascogne). In: DEBYSER J.; LE PICHON, X. & MONTADERT, L. (Hrsg.), *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, 1, IV. 1-1—IV. 1-30; Paris (Technip).
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. In G. MÜLLER (Hrsg.), *Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook*, 8th intern. sedimentol. Congr. Heidelberg 1971: 147—185; Frankfurt/Main (Kramer).

Anschrift der Autoren:

Geol.-Paläont. Institut der Universität, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen 1.