

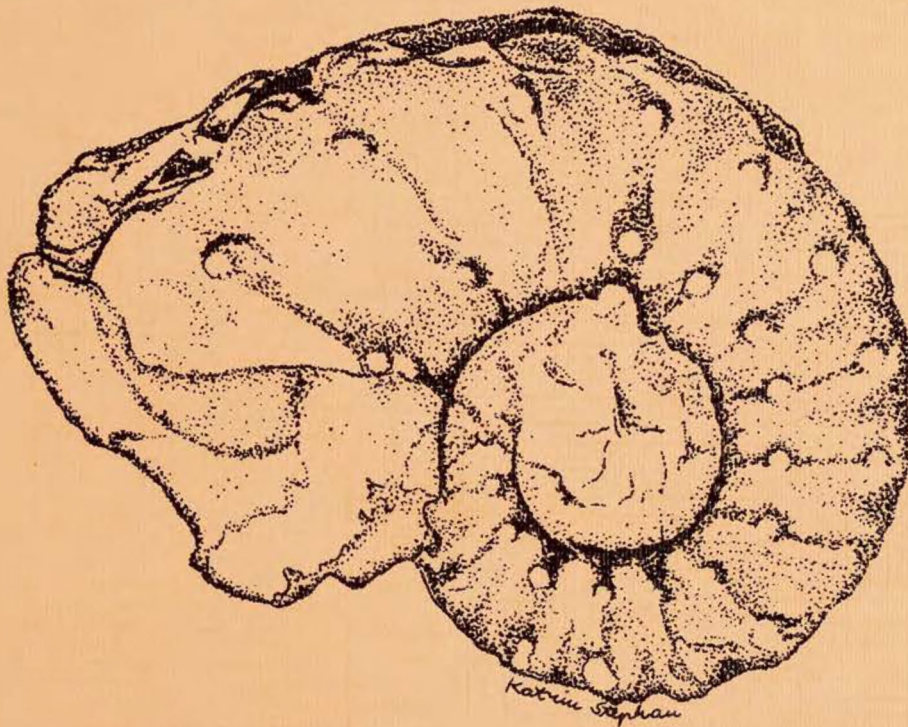
# BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe E Band 24

Frank Wiese

Das Turon und Unter-Coniac im Nordkantabrischen Becken  
(Provinz Kantabrien, Nordspanien):

Faziesentwicklung, Bio-, Event- und Sequenzstratigraphie



FU · TU · TFH

Berlin

1997

## Reihe E: Paläobiologie

Schriftleitung: Prof. Dr. Helmut Keupp, FU Berlin

Editorial Board:

Prof. Dr. B. Erdtmann, TU Berlin

Prof. Dr. B. Krebs, FU Berlin

Prof. h.c. Dr. W. Krutzsch, FU Berlin

Prof. Dr. J. Reitner, Georg-August-Universität Göttingen

Dr. R. T. Becker, Naturkundemuseum, Humboldt-Universität Berlin

### Umschlagbild:

Der Ammonit *Kamerunoceras turoniense* (D'ORBIGNY) wird im Nordkantabrischen Becken als Index-Art für die untere Ammonitenzone des Mittel-Turon verwendet. Auch in anderen Gebieten Spaniens sowie in der französischen Typus-Region des Turon, der Touraine, wird *K. turoniense* zur biostratigraphischen Gliederung benutzt. Weiter im Norden, im Anglo-Pariser Becken und in den deutschen Kreidebecken (Münsterländer Kreidebecken, Niedersächsisches Becken, Subherzynes Kreidebecken, Sächsische Kreide) tritt diese Form jedoch nicht mehr auf, und die Basis des Mittel-Turon wird dort mit dem Einsetzen von *Collignoniceras woollgari* (MANTELL) definiert. Die deutliche geographische Verbreitung der beiden Index-Arten wird durch die im Turon akzentuierten Faunenprovinzen gesteuert: *C. woollgari* war ein Bewohner der kühl-gemäßigten Meeresbereiche (Boreal) und tritt daher besonders gerne in den höheren Breiten auf. Die Gattung *Kamerunoceras* hingegen liebte wärmere Regionen (Northern Transitional Subprovince, Tethys) und findet sich neben in den bereits erwähnten Regionen in Nordafrika, im Bereich des Südatlantiks (z. B. Brasilien, Nigeria, Kamerun) bis hinab nach Madagaskar [Fundort des abgebildeten Exemplares ist das *Kamerunoceras turoniense*/*Mytiloides*-Event (Mittel-Turon) im Stadtgebiet Santander; Zeichnung: Katrin STEPHAN FU Berlin].

## D 188

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

---

**Das Turon und Unter-Coniac im Nordkantabrischen Becken  
(Provinz Kantabrien, Nordspanien):**

**Faziesentwicklung, Bio-, Event- und Sequenzstratigraphie**

**von:**

**Frank Wiese (Kiel)**

TAFEL 16

- Abb. 1)** *Marginotruncana marginata* (REUSS), Schicht 187 Langre (Mittel-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 2)** *Marginotruncana sigali* (REICHEL), Playa de Portio, Schicht 116 (*neptuni/deverianum*-AZ, basales Ober-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 3)** *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLF), Basis Schicht 100 (Top *kallesi*-Event), Ensenada de Madero, (*kallesi*-Zone, Mittel-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 4)** *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), Schicht 119 (*deverianum*-Event), Ensenada de Madero (*neptuni/deverianum*-AZ, basales Ober-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 5)** *Marginotruncana pseudolinneiana* (PESAGNO), Ensenada de Madero, Schicht 120 (*neptuni/deverianum*-AZ, basales Ober-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 6)** *Marginotruncana tricarinata* (QUEREAU), Playa de Arnia, oberste *Micraster*-Kalke (*deformis*-Zone, Unter-Coniac). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 7)** *Marginotruncana coronata* (BOLLI), Playa Portio, Schicht 116 (*neptuni/deverianum*-AZ, basales Ober-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 8)** *Marginotruncana coronata* (BOLLI), Playa Portio, Schicht 116, (*neptuni/deverianum*-AZ, basales Ober-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 9)** *Dicarinella* aff. *primitiva* (DALBIEZ), Playa de Arnia, oberste *Micraster*-Kalke (*deformis*-Zone, Unter-Coniac). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 10)** MB. C 2102: *Kamerunoceras turoniense* (D'ORBIGNY) (x 0,7), *Kamerunoceras turoniense*/*Mytiloides*-Event (Mittel-Turon) aus Tagle Ost.



**„Ihr Instrumente freilich spottet mein,  
Mit Rad und Kämmen, Walz` und Bügel.  
Ich stand am Tor, ihr solltet Schlüssel sein;  
Zwar euer Bart ist kraus, doch hebt ihr nicht den Riegel.  
Geheimnisvoll am lichten Tag  
Läßt sich Natur des Schleiers nicht berauben,  
Und was sie deinem Geist nicht offenbaren mag,  
Das zwingst du ihr nicht ab mit Hebeln und mit Schrauben.“**

## Zusammenfassung

Von den bisher weitgehend unbearbeiteten, oberkretazischen Gesteinsfolgen im Raum Santander (Provinz Kantabrien, Spanien) wurde der Zeitabschnitt Turon bis Unter-Coniac lithologisch, sedimentologisch sowie stratigraphisch (Bio-, Event-, Sequenzstratigraphie) detailliert bearbeitet.

Die Sedimente eines gemischten, siliziklastisch/karbonatischen Systemes wurden in einem, durch starke syndesimentäre Tektonik geprägten, E–W-streichenden Meeresraum abgelagert, der nach Westen graduell in die flachmarine Asturianische Kreide überging und im Süden durch den, aus paläozoischem Basement bestehenden Cabuerniga Rücken begrenzt war. Im Norden markierte das Liencres Hoch die Grenze. Dieser Sedimentationsraum repräsentierte einen eigenständigen Beckenbereich, für den die Bezeichnung Nordkantabrisches Becken (NKB) eingeführt wird. Das NKB entstand in der Unterkreide (Valangin/Hauterive) durch Blockrotation an E–W-streichenden Lineamenten. Strukturell trennt die N–S-streichende Rio Miera-Flexur im Osten das NKB vom Basko-Kantabrischen Becken.

Proximale Sedimente sind durch das Auftreten von (glaukonitischen) Knollenkalken charakterisiert. Die eher distalen Ablagerungsräume zeichnen sich durch zyklische Kalk/Mergel-Wechselfolgen aus. Während regressiver Phasen treten Allochthonite auf (Calciturbidite).

Im bearbeiteten Zeitraum Turon und Unter-Coniac führen möglicherweise fünf Phasen verstärkter differentieller Subsidenz (tektonische Aktivitätsphasen?) zu Reliefakzentuierung und, damit einhergehend, zur Umgestaltung des Sedimentationsraumes. Besonders ein Ereignis im Unter-Coniac (*deformis*-Zone) kann offensichtlich in weiten Teilen Europas erkannt werden.

Die biostratigraphische Gliederung wird mit Ammoniten und im höheren Ober-Turon und Unter-Coniac mit Inoceramen durchgeführt. Das basale Unter-Turon fehlt. Die Sedimentation setzt vermutlich erst in der höchsten *devonense*-Zone des unteren Unter-Turon ein. Das obere Unter-Turon ist durch die Zone des *Mammites nodosoides* gekennzeichnet. Das Mittel-Turon kann in die Zonen des *Kamerunoceras turoniense*, *Romaniceras kallei*, *Romaniceras ornatissimum* und *Romaniceras deverianum* untergliedert werden. Im Ober-Turon werden Faunenzone ausgehalten (Assemblage Zones). Es können (in aufsteigender Reihenfolge) die AZ des *Subprionocyclus neptuni/Romaniceras deverianum*, die AZ des *Mytiloides incertus/Subprionocyclus neptuni* und die AZ des *Mytiloides scupinii/Prionocyclus germari* erkannt werden. Das Unter-Coniac wird in eine untere Zone des *Cremnoceramus rotundatus* und eine obere Zone des *Cremnoceramus deformis* unterteilt.

Zehn Bio-Events und Akmen werden erkannt und auf ihr Potential für die regionale wie überregionale Korrelation geprüft. Dies sind das *Mytiloides*-Akme [Unter-Turon (?)]; das *K. turoniense/Mytiloides*-Event (*turoniense*-Zone), das *R. kallei*-Event (*kallei*-Zone), das *R. ornatissimum*-Event (*ornatissimum*-Zone), das *R. deverianum*-Event (*neptuni/deverianum*-AZ), das *Mytiloides incertus/Micraster leskei* (klein)-Event (*incertus/neptuni*-AZ), das *M. leskei* (groß)-Event (*scupinii/germari*-AZ), das *Sternotaxis plana*-Event (*scupinii/germari*-AZ), das *Didymotis* I-Event (*scupinii/germari*-AZ) und das *Didymotis* II-Event (Turon/Coniac-Grenze). Für eine Korrelation nach Deutschland oder England eignen sich besonders das *turoniense/Mytiloides*-Event, das *deverianum*-Event sowie das *incertus/leskei* (klein)- und *leskei* (groß)-Event. Das *plana*-Event kann vermutlich nach Norddeutschland korreliert werden.

Sechs sedimentäre Sequenzgrenzen (SB) werden im Zeitraum Turon bis Unter-Coniac erkannt und datiert. SB Tu 1 liegt vermutlich im Unter-Turon und kann wegen eines ausgeprägten Hiatus im Cenoman/Turon-Grenzbereich datiert werden. Die stratigraphischen Positionen der folgenden Sequenzgrenzen können wie folgt datiert werden: SB Tu 2: obere *turoniense*-Zone (Mittel-Turon), SB Tu 3: *deverianum*-Zone (höchstes Mittel-Turon), SB Tu 4: Top *neptuni/deverianum*-AZ (Ober-Turon), SB Tu 5: untere *scupinii/germari*-AZ (Ober-Turon), SB Co 1: höhere *deformis*-Zone des Unter-Coniac. Die Sedimentationszyklen werden als "3rd order cycles" *sensu* HAQ et al. (1988) interpretiert. Die stratigraphische Position der Sequenzen werden unter kurzer Diskussion der jeweiligen regionalen Biostratigraphie mit sequentiellen Gliederungen für Tunesien, Spanien, Frankreich, Südengland und Deutschland (Westfalen, Niedersachsen, Sachsen) mit nur mäßigem Erfolg verglichen. Die "global cycle chart" erweist sich als Standard für untauglich.

**Schlüsselwörter:** Nordkantabrien, Spanien, Nordkantabrisches Becken, Turon, Unter-Coniac, tektono-sedimentäre Entwicklung, Biostratigraphie, Eventstratigraphie, Sequenzstratigraphie, überregionaler Vergleich.

## Abstract

The Lower Turonian to Lower Coniacian succession of the Upper Cretaceous series from the Santander area (Cantabria, Spain) was investigated in detail by means of lithology, bio-, event and sequence stratigraphy.

The sediments of a mixed, siliciclastic/calcareous system were deposited in an E–W trending basin that was bordered to the South by the palaeozoic Cabuerniga High. The northern boundary formed the Liencres High, a palaeo-structure that had its position in the Bay of Biscay not far away from the present day shoreline. Towards the West, a connection to the shallower, Asturian Cretaceous basins existed. For this individual basin the term "North Cantabrian Basin" is suggested herein. It developed during the Early Cretaceous (Valanginian/Hauterivian) as a result of block rotation along E–W trending major faults. The NCB is structurally separated from the Basco-Cantabrian Basin by the N–S trending Rio Miera Flexure in the East.

Proximal sediments are characterized by (glaucopitic) nodular to massively bedded limestones. In distal environments, marl/limestone alternations accumulated. During phases of regression, allochthonites with only limited geographic extent were shed into the basin.

Within the Turonian to Early Coniacian, five phases of accelerated, differential subsidence (tectonic phases ?) were recognized. Especially the Early Coniacian movement (*deformis* Zone) can be observed in wide parts of Europe.

Biostratigraphic subdivision is mainly based on ammonites, and, in the Late Turonian and Early Coniacian, on inoceramids. Lower Lower Turonian strata are missing and sedimentation started presumably in the upper part of the *Watinoceras devonense* Zone of the early Early Turonian. The late Early Turonian is represented by the *Mammites nodosoides* Zone. The Middle Turonian can be subdivided into the zones of (in ascending order) *Kamerunoceras turoniense*, *Romaniceras kallei*, *Romaniceras ornatissimum*, and *Romaniceras deverianum*. The Late Turonian is subdivided into assemblage zones (AZ). These are (in ascending order) the AZ of *Subprionocyclus neptuni/Romaniceras deverianum*, the AZ of *Mytiloides incertus/Subprionocyclus neptuni* and the AZ of *Mytiloides scupini/Prionocyclus germari*. The latter correlates with the *scupini* Zone of Germany. The Early Coniacian is characterized by a zone of *Cremnoceramus rotundatus* and a higher zone of *Cremnoceramus deformis*.

Ten events are recognized and dated. These are the *Mytiloides*-acme [Lower Turonian (?)], the *Kamerunoceras turoniense/Mytiloides* event (*turoniense* Zone), the *Romaniceras kallei* event (*kallei* Zone), the *Romaniceras ornatissimum* event (*ornatissimum* Zone), the *Romaniceras deverianum* event (*neptuni/deverianum* AZ), the *Mytiloides incertus/Micraster leskei* (small) event (*incertus/neptuni* AZ), the *Micraster leskei* (large) event (*scupini/germari* AZ), the *Sternotaxis plana* event (*scupini/germari* AZ), the *Didymotis* I event (*scupini/germari* AZ) and the *Didymotis* II event (Turonian/Coniacian boundary). These events can, to some extent, be used for interbasinal correlation. Especially the *turoniense/Mytiloides*, the *deverianum*, the *plana* and the *Didymotis* events can be correlated to northern Germany. The *incertus/leskei* (small) and the *leskei* (large) events can be traced to England.

Six sedimentary sequence boundaries (SB) were recognized and dated. These are: SB Tu 1: Lower Turonian, SB Tu 2: late *turoniense* Zone, SB Tu 3: *deverianum* Zone, SB Tu 4: top *neptuni/deverianum* AZ, SB Tu 5: early *scupini/germari* AZ, SB Co 1: late *deformis* Zone. The sedimentary sequences, delimited by the SBs, are interpreted to represent 3rd order cycles *sensu* HAQ et al. (1988). The position of the sequences is (based on a brief discussion of the regional biostratigraphic subdivisions) compared with cycle charts from Tunisia, Spain, France, southern England, and Germany (Westphalia, Lower Saxony, Saxony) with only limited results.

The "global" cycle chart appears to be not helpful for detailed sequence correlation and should be abandoned as a standard.

**Keywords:** northern Cantabria, Spain, North Cantabrian Basin, Turonian, Lower Coniacian, tectono-sedimentary evolution, biostratigraphy, event stratigraphy, sequence stratigraphy, interbasinal comparison

## Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b> .....	<b>S. I</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>S. III</b>
<b>Inhaltsverzeichnis</b> .....	<b>S. V</b>
<b>1. Einleitung</b> .....	<b>S. 1</b>
1.1 Zielsetzung.....	S. 1
1.2 Lage des Arbeitsgebietes.....	S. 1
1.3 Bearbeitungsgeschichte.....	S. 2
1.4 Geologisch/strukturelle Situation.....	S. 4
1.5 Das erdgeschichtliche Werden des Arbeitsgebietes.....	S. 6
1.5.1 Trias.....	S. 8
1.5.2 Jura.....	S. 8
1.5.3 Kreide.....	S. 9
1.6 Arbeitsweise.....	S. 12
<b>2. Stratigraphische Grundlagen</b> .....	<b>S. 12</b>
2.1 Biostratigraphie.....	S. 12
2.1.1 Makrofauna.....	S. 12
2.1.2 Mikrofauna.....	S. 14
2.2 Eventstratigraphie.....	S. 14
2.3 Sequenzstratigraphie.....	S. 14
<b>3. Profilbeschreibung</b> .....	<b>S. 15</b>
3.1 Raum Liencres/Arnia.....	S. 16
3.1.1 DS Tu 2.....	S. 18
3.1.2 DS Tu 3.....	S. 20
3.1.3 DS Tu 4.....	S. 24
3.1.4 DS Tu/Co.....	S. 28
3.2 Langre.....	S. 31
3.2.1 DS Tu 1.....	S. 32
3.2.2 DS Tu 2.....	S. 35
3.3 Universität Santander.....	S. 35
3.3.1 DS Tu 1.....	S. 36
3.3.2 DS Tu 2.....	S. 36
3.4 Tagle.....	S. 38
3.4.1 DS Tu 1.....	S. 40
3.4.2 DS Tu 2.....	S. 42



3.4.3 DS Tu 3.....	S. 44
3.4.4 DS Tu 4.....	S. 44
3.4.5 DS Tu/Co.....	S. 47
3.5 Puente Avios.....	S. 48
3.5.1 DS Tu 1.....	S. 48
3.5.2 DS Tu 2.....	S. 49
3.6 Trasvia.....	S. 49
3.6.1 DS Tu 1.....	S. 52
3.6.2 DS Tu 2.....	S. 52
3.6.3 DS Tu 3.....	S. 53
3.6.4 DS Tu 4 & DS Tu/Co.....	S. 53
3.7 Ria La Rabia.....	S. 54
3.8 Bielba.....	S. 55
3.8.1 DS Tu 1.....	S. 56
3.8.2 DS Tu 2.....	S. 57
3.9 Molleda.....	S. 58
3.9.1 DS Tu 1.....	S. 58
3.9.2 DS Tu 2.....	S. 60
3.10 Weitere Aufschlüsse.....	S. 60
<b>4. Entwicklung des Arbeitsgebietes im Turon und Unter-Coniac.....</b>	<b>S. 61</b>
4.1 DS Tu 1.....	S. 63
4.2 DS Tu 2.....	S. 64
4.3 DS Tu 3.....	S. 64
4.4 DS Tu 4 & DS Tu/Co.....	S. 66
<b>5. Tektonische Einbindung des Arbeitsgebietes in die Gesamtsituation am nordiberischen Kontinentalrand.....</b>	<b>S. 68</b>
<b>6. Biostratigraphie.....</b>	<b>S. 70</b>
6.1 Unter-Turon.....	S. 70
6.1.1 Vascoceratiten-Intervall.....	S. 72
6.1.2 <i>Mammites nodosoides</i> -Zone.....	S. 74
6.2. Mittel-Turon.....	S. 74
6.2.1 <i>Kamerunoceras turoniense</i> -Zone.....	S. 78
6.2.2 <i>Romaniceras kallei</i> -Zone.....	S. 79
6.2.3 <i>Romaniceras ornatissimum</i> -Zone.....	S. 80
6.2.4. <i>Romaniceras deverianum</i> -Zone.....	S. 82
6.3 Ober-Turon.....	S. 82
6.3.1 <i>Subprionocyclus neptunilRomaniceras deverianum</i> -Assemblage-Zone.....	S. 84

6.3.2 <i>Mytiloides incertus/Subprionocyclus neptuni</i> -Assemblage-Zone.....	S. 87
6.3.2 <i>Mytiloides scupini/Prionocyclus germari</i> -Assemblage-Zone.....	S. 88
6.4 Unter-Coniac.....	S. 90
6.4.1 <i>Cremonceramus rotundatus</i> -Zone.....	S. 90
6.4.2 <i>Cremonceramus deformis</i> -Zone.....	S. 90
<b>7. Eventstratigraphie.....</b>	<b>S. 92</b>
7.1 <i>Mytiloides</i> -Akme.....	S. 92
7.2 <i>Kamerunoceras turoniense/Mytiloides</i> sp.-Event.....	S. 93
7.3 <i>Romaniceras kallesi</i> -Event.....	S. 94
7.4 <i>Romaniceras ornatissimum</i> -Event.....	S. 95
7.5 <i>Romaniceras deverianum</i> -Event.....	S. 96
7.6 <i>Mytiloides incertus/Micraster leskei</i> (klein)-Event.....	S. 97
7.7 <i>Micraster leskei</i> (groß)-Event.....	S. 98
7.8 <i>Sternotaxis plana</i> -Event.....	S. 99
7.9 <i>Didymotis</i> -Events.....	S. 100
7.9.1 <i>Didymotis</i> I-Event.....	S. 101
7.9.2 <i>Didymotis</i> II-Event.....	S. 101
<b>8. Sequenzstratigraphie.....</b>	<b>S. 101</b>
8.1 Spanien.....	S. 102
8.2 England.....	S. 103
8.3 Frankreich.....	S. 105
8.4 NW-Deutschland (Westfalen, Niedersachsen).....	S. 106
8.5 SE-Deutschland (Sachsen).....	S. 108
8.6 Tunesien.....	S. 108
8.7 „Global Cycle Chart“.....	S. 109
<b>9. Abschlußbetrachtung.....</b>	<b>S. 111</b>
9.1 Lithologie.....	S. 111
9.2 Beckenentwicklung.....	S. 111
9.3 Biostratigraphie.....	S. 114
9.4 Eventstratigraphie.....	S. 114
9.5 Sequenzstratigraphie.....	S. 116
<b>Danksagung.....</b>	<b>S. 119</b>
<b>Literatur.....</b>	<b>S. 121</b>

## ERRATUM:

Auf den Beschreibungen zu den Tafeln 1, 3 und 7 schlichen sich einige Fehler ein. Hier die korrigierten Fassungen:

**TAFEL 1:** 1) MB. C 2071: *Mammites nodosoides* (SCHLÜTER) (x 0,7), Schicht 1 aus Bielba (*turoniense* -Zone, Unter-Turon); 2, 3) MB. C 2072: *Choffaticeras pavillieri* (PERVINQUIÈRE) (x 1), lose aus einem Schurf bei Cortiguera. Die Lithologie des Exemplares macht eine Zuordnung in den unteren Bereich der DS Tu 1, deutlich oberhalb der basalen Glaukonitbank, wahrscheinlich (*turoniense*-Zone?); 4) MB. C 2073: *Choffaticeras luciae* (PERVINQUIÈRE) (x 1), Basis Schicht 1 in Bielba. Das Exemplar entstammt der Residuallage und ist somit zeitlich der DS Tu 1 zuzuordnen (*turoniense*-Zone?); 5, 6) MB. C 2074: *Choffaticeras pavillieri* (PERVINQUIÈRE) (x 1), stratigraphische Position wie MB. C 2072 (Abb. 2, 3); 7) MB. C 2103: *Morrowites wingi* (MORROW) (x 0,7), Schicht 1 in Trasvia (*nodosoides*-Zone, Unter-Turon).

**TAFEL 3:** 1-3) MB. C 2079: *Kamerunoceras turoniense* (D'ORBIGNY) (x 1), *turoniense/Mytiloides*-Event in Molleda (*turoniense*-Zone, Mittel-Turon), Abb. 1 mit *Mytiloides* cf. *hercynicus* auf der rechten Seite; 4, 5) MB. C 2080: *Wrightoceras munieri* (PERVINQUIÈRE) (x 0,7), Schicht 2 in Bielba (*turoniense*-Zone, Mittel-Turon); 6) MB. C 2081: *Paramammites polymorphus* (PERVINQUIÈRE) (x 1), Schicht 1 in Bielba (*turoniense*-Zone, Mittel-Turon); 7, 8) MB. C 2082: *Lecointricerias fleuriausianum* (D'ORBIGNY) (x 0,7), Schicht x13 in Tagle, oberstes *kallesi*-Event (*kallesi*-Zone, Mittel-Turon).

**TAFEL 7:** 1, 2) *Forresteria petrocoriense* (COQUAND) (x 1), lose aus einem Bereich zwischen dem *Didymotis* II-Event und den *Micraster*-Kalken (Unter-Coniac im Stadtgebiet Santander, das Original befindet sich in der M. DIAZ-Sammlung, Santander); 3) MB. C 2101: *Peroniceras subtricarinatum* (D'ORBIGNY) (x 0,5), Top DS Tu/Co, Playa de Portio (*deformis*-Zone, Unter-Coniac); 4) MB. C 2102: *Prionocyclus germari* (REUSS) (x 1), LST der DS Tu 4 in Arnia (vgl. Abb. 10, *scupinilgermari*-AZ, Ober-Turon).

## 1. Einleitung

### 1.1 Zielsetzung

Diese Arbeit ist ein Beitrag zum DFG-Schwerpunkt "Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation", dem Folgeprogramm des Pilotprojekts "Cretaceous Resources, Events and Rhythms" (CRER). Innerhalb des Teilprojektes "Kreidesedimentation: Faziesgeschichte, Beckendynamik, Eventkorrelation und Sedimentationszyklen in definierten Oberkreide-Arealen von Deutschland und Spanien" der AG ERNST (Berlin) wurden Profile NW-Deutschlands (NIEBUHR 1995) und Spaniens (Estella Becken, Barranca: KÜCHLER 1996), Santander-Raum: WIESE, diese Arbeit; WILMSEN 1997b) unter verschiedensten Gesichtspunkten intensiv bearbeitet.

In der vorliegenden Arbeit werden Gesteinsfolgen des Turon bis Unter-Coniac litho- wie biofazial bearbeitet und in aufeinander beziehbare Litho-Einheiten sowie Sedimentationszyklen gegliedert, die die Rekonstruktion lateraler Faziesbeziehungen und der Beckenentwicklung ermöglichen. Im Rahmen dieses lithostratigraphischen Gerüsts soll ein multistratigraphisches Gliederungsschema (Sequenzstratigraphie, Biostratigraphie, Eventstratigraphie) für den Arbeitsraum erarbeitet werden, mit dem die Datierung tektonischer oder eustatischer Ereignisse wie auch deren Vergleich mit benachbarten Gebieten Spaniens sowie Tunesien, Frankreich, England, Norddeutschland (Münsterland, Niedersachsen, Sachsen-Anhalt) und Sachsen ermöglicht wird. Um dies zu gewährleisten, werden die biostratigraphischen Gliederungen des Arbeitsgebietes im Vergleich zu denen anderer Regionen diskutiert. Der direkte Vergleich biostratigraphischer Gliederungsschemata zwischen der Nordeuropäischen Provinz der "Boreal Realm" (Anglo-Pariser Becken, Westfalen, Niedersachsen), dem Arbeitsgebiet (Nördliche Übergangsprövinz: "Northern Transitional Subprovince" *sensu* ERNST et al. 1996) und dem Bereich der Tethys (Tunesien) ist zeitweilig durch im Turon akzentuierten Provinzialismus erschwert. Daher soll kontrolliert werden, ob überregional verbreitete und provinzübergreifende Events für die Eichung der durch paläobiogeographische Schranken erschwerten N-S-Korrelation benutzt werden können.

Im laufenden Text werden die im Arbeitsgebiet definierten Events daher beschrieben und ihre mögliche Korrelation diskutiert. Darüber hinaus soll die für das Arbeitsgebiet erarbeitete Sequenzgliederung mit der anderer Gebiete verglichen und ihre Brauchbarkeit für eine Korrelation mit dem

Arbeitsgebiet geprüft werden. Die "globale" Zyklenkarte von HAQ et al. (1987) wurde in den Sequenzvergleich mit einbezogen.

Es sei darauf hingewiesen, daß die vergleichende Bio-, Event- und Sequenzstratigraphie zum Teil nur auf Literaturdaten beruht. Da sicherlich nicht alle relevanten Schriften gesichtet und alle wichtigen Daten gefiltert wurden, kann die Bearbeitung anderer Gebiete als des Arbeitsgebietes nicht auf Detailkenntnis beruhen. Den in diesem Text gemachten Interpretationen hinsichtlich der Korrelierbarkeit von Events oder Sequenzen haftet daher der Makel selektiver Wahrnehmung an.

Dennoch kann gezeigt werden, daß im Rahmen der vorgestellten Methodik gute Möglichkeiten für die Kalibrierung der N-S-Korrelation erarbeitet werden können, wenn Bio-, Event- und Sequenzstratigraphie innerhalb eines stratigraphischen Rahmens genutzt werden, und so sollen die in dieser Arbeit erbrachten Korrelationsmodelle vorzugsweise als Diskussionsgrundlage verstanden werden.

### 1.2 Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt im Norden der spanischen Provinz Kantabrien (Abb. 1). Im Norden stellt der Golf von Biskaya eine natürliche Grenze dar. Im Süden schließen sich an die relikthaft erhaltenen Oberkreide-Aufschlüsse großflächig ausstreichende unterkretazische Gesteine bzw. im westlichen Arbeitsgebiet das Paläozoikum des Cabuerniga Rückens an und begrenzen so das Arbeitsgebiet. Nach Osten reicht das Gebiet bis nach Langre (ca. 8 km östlich Santander), dem östlichsten Turon-Vorkommen im Küstenbereich. Die westliche Begrenzung wird ungefähr durch die asturianische Grenze markiert (Abb. 1).

Die meisten im Rahmen dieser Arbeit aufgenommenen und bearbeiteten Profile liegen auf einer nahezu W-E verlaufenden, ca. 80 km langen Traverse entlang der Küste (Trasvia, La Rabia, Tagle, Madero, Playa de Cerrias, Playa de Portio, Playas de Arnia, Playas de Langre). Diese Vorkommen sind in der Regel gut aufgeschlossen und zugänglich, wenn auch, tektonisch bedingt, bisweilen von geringem stratigraphischen Umfang.

Während die unterkretazischen und cenomanen Riff- und Plattformkarbonate als morphologische Härtlinge meist ein positives Relief bilden, treten die turonen Sedimente - meist Mergel - als Verebnungsflächen oder seichte Depressionen in Erscheinung. Sie sind in der Regel von einer



geschlossenen Vegetationsdecke versiegelt bzw. werden landwirtschaftlich genutzt. Daher finden sich für den bearbeiteten Zeitraum kaum Inlandsprofile. Lediglich die Lokalitäten Bielba, Molleda, Puente Avios und Universität Santander konnten, wenn auch nur oberflächlich, bearbeitet werden. Zusätzliche Informationen über die laterale Faziesentwicklung geben kleine Aufschlüsse von geringem stratigraphischen Umfang (Cortiguera, Camplengo, Santillana del Mar, Yuso, Mijares, Autobahneinschnitte Boo de Pielagos, Straßenschnitte Hinojedo, vgl. Abb. 1).

### 1.3 Bearbeitungsgeschichte

Die oberkretazischen Gesteinsfolgen im Arbeitsgebiet wurden in der Vergangenheit trotz hervorragender Aufschlußverhältnisse in den Küstenprofilen und landschaftlicher wie kulinarischer Attraktivität der Region zumindest geologisch wenig beachtet. Während die geognostische Erkundung kretazischer Sedimente in der Provinz Santander, die dem heutigen Kantabrien annähernd entspricht, schon Mitte des letzten Jahrhunderts begann (VERNEUIL 1852, MAESTRE 1864, GONZALES-LINARES 1876, CAREZ 1881, MALLADA 1904), beschrieb erstmals MENGAUD (1910) die Obersenon-Abfolgen im Raum Santander. CISNEROS (1912) wies auf eine Maastricht-Fauna in der Nähe des Cabo Mayors (Santander) hin. LAMBERT (1920, 1921, 1922a, 1922b) bearbeitete die Echinidenfauna. Er erwähnte dabei u. a. die Lokalitäten Cabo Mayor, Cabo Menor, Sardinero (alle Stadtgebiet Santander), Liencres, Suances, San Vicente de la Barquera und die in der Nähe von Bielba liegenden Ortschaften Roiz und La Florida (vgl. Abb. 1). MENGAUD (1920) berücksichtigte in seinem Werk über die kantabrische Geologie die Aufschlüsse von La Rabia und Tagle und stufte sie stratigraphisch ein.

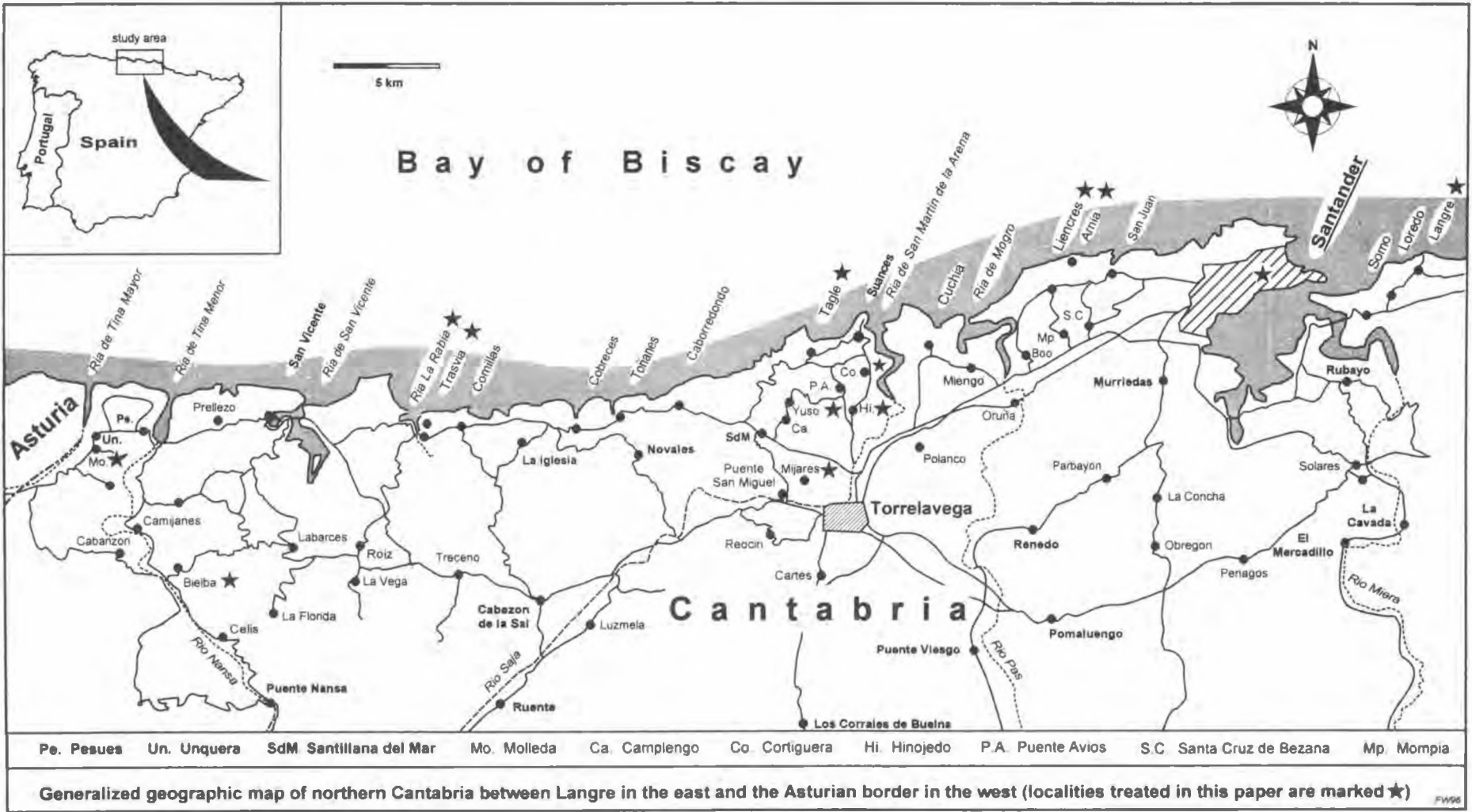
Auf seinen Spuren bewegte sich KARREBERG (1934) im Rahmen seiner Promotionsschrift, die das "Cantabro-Asturische Gebirge" behandelte. In den Arbeiten von RAT (1959) oder RAMIREZ DEL POZO (1971) wurde der Großraum Santander bzw. die nordkantabrische Küste lithologisch und tektonisch angerissen, ohne aber Aufschlüsse aus dem Arbeitsgebiet direkt zu erwähnen. FEUILLÉE (1963) listete die cenomanen und turonen Ammonitenfaunen der von MENGAUD (1920) bereits erwähnten Lokalitäten Tagle und Trasvia sowie die Fauna aus Bielba auf und stufte sie stratigraphisch ein. Etwas später (FEUILLÉE 1967) lieferte er eine detaillierte Abhandlung des nordkantabrischen Cenomans. CARRERAS-SUAREZ

& RAMIREZ DEL POZO (1971) bearbeiteten die stratigraphische Gliederung der Oberkreide zwischen Bielba und Labarces. MELÉNDEZ (1975) nahm sich in einer kleineren Arbeit der in der gesamten Oberkreide des Santander-Raumes häufigen "Pistas fósiles de Crustáceos" (*Thalassinoides*-Bauten) aus dem Senon der Playa Matalenas, Santander, an. COLLIGNON et al. (1979) beschrieben eine Apt-Ammonitenfauna vom Playa Cuchia (Suances) und aus Reocin. In dem Kreide-Sammelband "El Cretacico de Espana" (GARCIA-MONDEJAR & PUJALTE 1982) wurde Nordkantabrien erwähnt, ohne aber erschöpfend Auskunft zu geben. REITNER (1987, 1989) bearbeitete Aufschlüsse bei Suances und Liencres unter besonderer Berücksichtigung der Spongienfauna.

Ab 1987 begann die AG ERNST (FU Berlin) mit der "sondierenden" Diplomarbeit von THEUERKAUFF (1987) verstärkt im Raum Santander zu arbeiten. Dies führte in der jüngeren Vergangenheit zum Abschluß zahlreicher Diplomarbeiten und Kartierungen (WATTER 1992, WIESE 1992, WILMSEN 1993, GRANITZA 1994, BOYSEN 1995, BRÜNING 1996, MAUSA 1996, OPPERMANN 1996, OTTO 1996) sowie Publikationen über ausgewählte Themen (KÜCHLER & ERNST 1989: Turon/Coniac-Grenzbereich; REITNER et al. 1995: Mikrobialite der cenomanen Hartgrundsequenz HG 99; REHFELD & OTTO 1995: Spongienrhythmite des Unter-Campan; WIESE 1995: Litho- und Biofazies des *kallesi*-Events zwischen La Rabia und Liencres; WIESE & WILMSEN 1995: Cenoman-Ammoniten aus der Hartgrundsequenz HG 99; WIESE 1996a: *Romaniceras kallesi*-Event; WIESE 1996b: Ammonitenstratigraphie des Turon im Raum Liencres; WILMSEN 1996a: Entwicklung des Alb und Cenomans; WILMSEN 1996b: Cenoman-Riffe im Raum Cobreces; WIESE et al. 1996: Campan-Ammoniten; WILMSEN & WIESE 1996: Cenoman-Ammoniten; WILMSEN 1997a: Ammonitenfauna des Cenoman).

Mit der Arbeit von WILMSEN et al. (1996) wurden erstmals die oberkretazischen Sedimente im Santander-Raum sedimentologisch sowie bio-, event- und sequenzstratigraphisch zusammenhängend bearbeitet. In seiner überaus detaillierten Arbeit behandelt WILMSEN 1997b das Alb und Cenoman erschöpfend. Darüber hinaus existiert eine Fülle an Literatur, die sich mit der tektonischen, metallogenetischen, hydrogeologischen oder geomorphologischen Entwicklung des Arbeitsgebietes befaßt. Dies ist auf die wirtschaftliche Bedeutung der Keupersalze im Bereich Cabezon de la Sal und Torrelavega

Abb. 1: Geographische Übersicht über das Arbeitsgebiet in Nordkantabrien (Spanien).



zurückzuführen. Daneben existieren kleinere Vererzungen von sulfidischen Eisenerzen, Zinkblende und an Diapire gebundene Gipsvorkommen. Die entsprechenden Literaturangaben und weitere Angaben zur geologischen Situation finden sich in den geologischen Karten der I.G.M.E. (GK 50, Hojas: 33 Comillas, 1976a; 58 Los Corrales de Buelna, 1976b; 35 Santander, 1976c; 34 Torrelavega, 1976d; 57 Cabezón de la Sal, 1978a; Espinosa de los Monteros, 1978b).

#### 1.4 Geologisch/strukturelle Situation

Die im Arbeitsgebiet aufgeschlossene Gesteinsfolge umfaßt den Zeitraum vom Paläozoikum (Cabuerniga Rücken, Bereich westlich San Vicente) bis Tertiär (Abb. 2). Triassische Sedimente stehen am Cabuerniga Rücken an und sind sonst an Aufbrüche von Keuper-Diapiren gebunden. Jura (meist Lias) tritt in einzelnen isolierten Schollen an Störungen gebunden auf. Einen Eindruck von der Lithologie dieser Gesteine kann exemplarisch der Küstenaufschluß am Diapir von Cuchia vermitteln (I.G.M.E. 1976a). Der größte Teil des Gebietes wird von kretazischen Sedimenten aufgebaut, wobei die Unter-Kreide (oberer Wealden, Urgon-Fazies, Supra-Urgon) dominiert. Tertiär tritt im Kern der Santillana/San Roman-Mulde (Sinclinal de Santillana/San Roman) sowie im Raum San Vicente flächig austreichend auf.

Strukturell (Abb. 2) ist die Gegend durch einen verhältnismäßig einfachen, teilweise leicht nordvergenten Faltenbau geprägt. Während im Westen des Gebietes die Falten etwa in E-W-Richtung streichen (Sinclinal de Bielba, Anticlinal de Rio Nansa), schwenkt das Streichen im Raum Comillas langsam in eine NE-SW-Richtung um (Sinclinal de Santillana/San Roman, Sinclinal de Comillas/Cobrecas, Sinclinal de Tagle, Anticlinal de Caborredondo). Dieser einfache Bau wird durch im weitesten Sinne N-S bzw. NNE-SSW streichende Lineamente überprägt, an denen es zu dextralem Versatz kommen kann. Im Bereich zwischen San Vicente de la Barquera und La Madrid (Abb. 1) streicht in NW-SE-Richtung eine Zone intensiver Zerrüttung und Überschiebungen, die als "Zona tectonizada de San Vicente/La Madrid" bezeichnet wird. Dort, wie auch an anderen markanten Lineamenten, kam es zu Diapiraufrüchen, in deren Gefolge die Diapire an ihrem Rand stets auf jüngere Sedimente überschoben wurden (Diapire von San Vicente, Cabezón de la Sal, Cuchia, Santander, Parbayón, Obregon, Renedo, Torrelavega, Polanco, vgl. Abb. 2; die Diapirüberschiebungen sind nicht extra

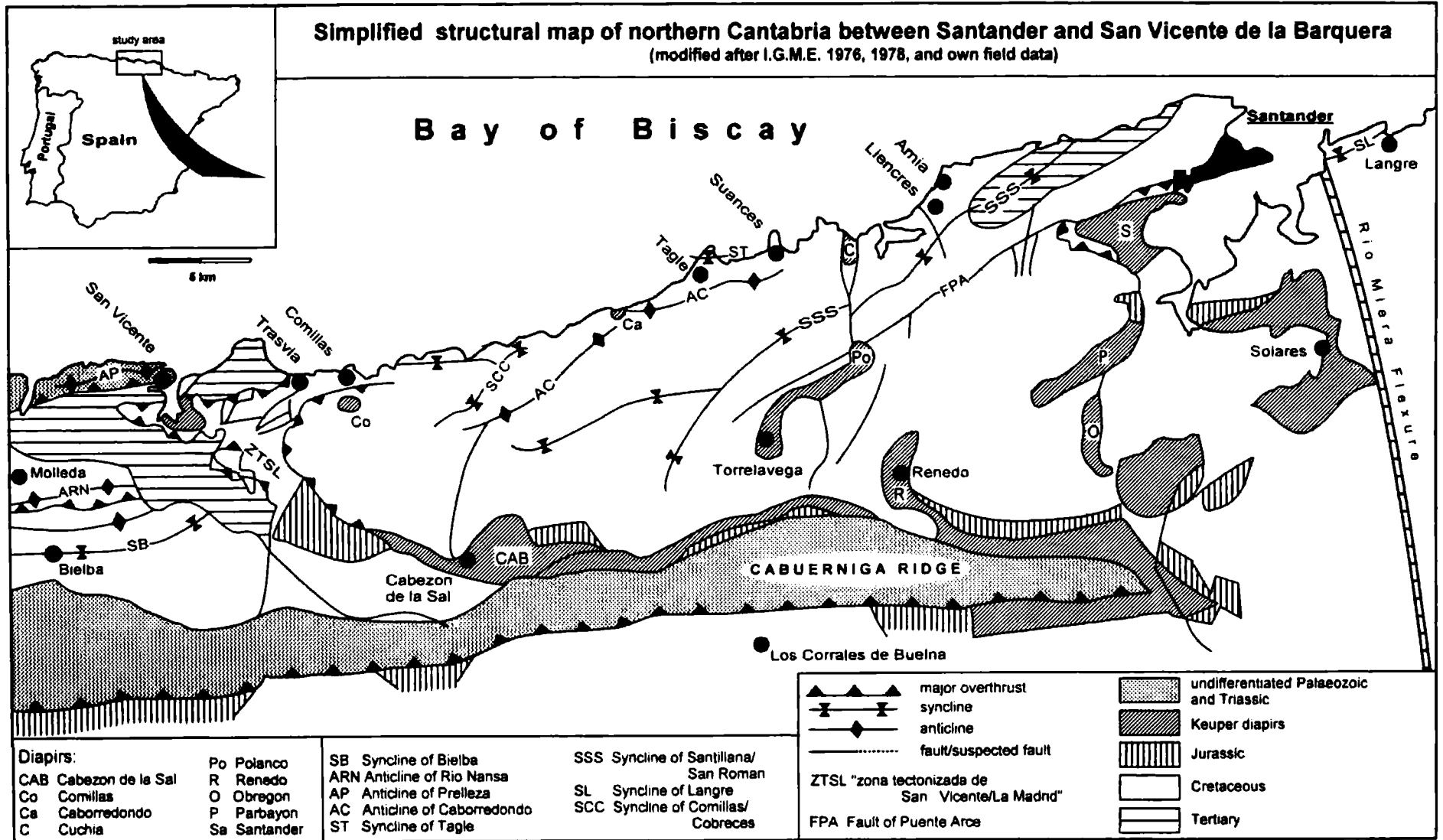
vermerkt). Sie setzen sich vorzugsweise aus Keupersedimenten in germanotyper Fazies zusammen, die im Gelände meist durch ihre rötlich-violett gefärbten Tone, Silte und Sande mit zwischengelagerten, hellen Steinmergelbänken erkennbar sind. Stellenweise steht Gips auch über Tage an. Chloride sind, soweit bekannt, nicht aufgeschlossen. Mit eingeschuppt sind stellenweise Ophite, die in ihrem Chemismus einen Intra-Platten-Tholeiit repräsentieren (MESCHÉDE 1987a) und den initialen Vulkanismus während des Spreadings in der Trias dokumentieren. Weiterhin treten an den Aufstiegszonen gerne isolierte Liasschollen unterschiedlichen Alters auf. Der Verlauf und die Ausdehnung der Diapire, auch unterirdisch, ist durch zahlreiche Bohrungen im Raum Torrelavega und Cabezón de la Sal recht gut bekannt, da die in der Tiefe verborgenen (unreinen) Keupersalze von wirtschaftlicher Bedeutung sind: Sie werden ausgelaugt und u. a. in dem chemischen Werk der belgischen Firma Solvay bei Torrelavega weiterverarbeitet.

Entlang der Lineamente kann es zu horizontalem Versatz und Tektonisierung der Umgegend kommen (Zona Tectonizada de San Vicente/La Madrid).

Der das Arbeitsgebiet im Süden begrenzende Cabuerniga Rücken besteht aus paläozoischem Basement und postorogenen Molassesedimenten (Permo-Trias). Er stellt eine Sattelstruktur dar, die einem Sporn gleich, in E-W-Richtung aus den ebenfalls paläozoischen "Cordilleras Cantabrica" (Picos de Europa) bis fast auf die Höhe Santander in die umgebenden mesozoischen Sedimente ragt. Der Nordflügel ist unter jüngeren Sedimenten verborgen, und an Diapiraufrüchen kommt es zu lokalen Überschiebungen. Der Südflügel hingegen ist durch eine Überschiebung mit einer Sprunghöhe von 1,5-2 km abgeschnitten (Cabuerniga-Südrand-Störung). Dieses markante Lineament ist die östlichste Verlängerung eines von Asturien über ca. 150 km Entfernung streichenden Störungssystemes, das vermutlich schon im Karbon (Westfal ?) angelegt wurde (JULIVERT et al. 1971) und bereits in dieser Zeit die Sedimentverteilung steuerte (READING 1975). Die Funktion des Cabuerniga Rückens als Hochgebiet in postvariszischer Zeit läßt sich sedimentär von der Trias bis ins Tertiär nachweisen (vgl. u. a. I.G.M.E. 1976d; PUJALTE 1982a, 1982b).

Der in sich mobile, aber insgesamt gering subsidente Bereich des Arbeitsgebietes wird im Osten durch die Rio Miera-Flexur vom zentralen Basko-Kantabrischen Becken (BKB) abgetrennt.

Abb. 2: Schematisierter geologisch/struktureller Bau Nordkantabriens (Spanien) zwischen Langre im Osten und der asturianischen Grenze im Westen.





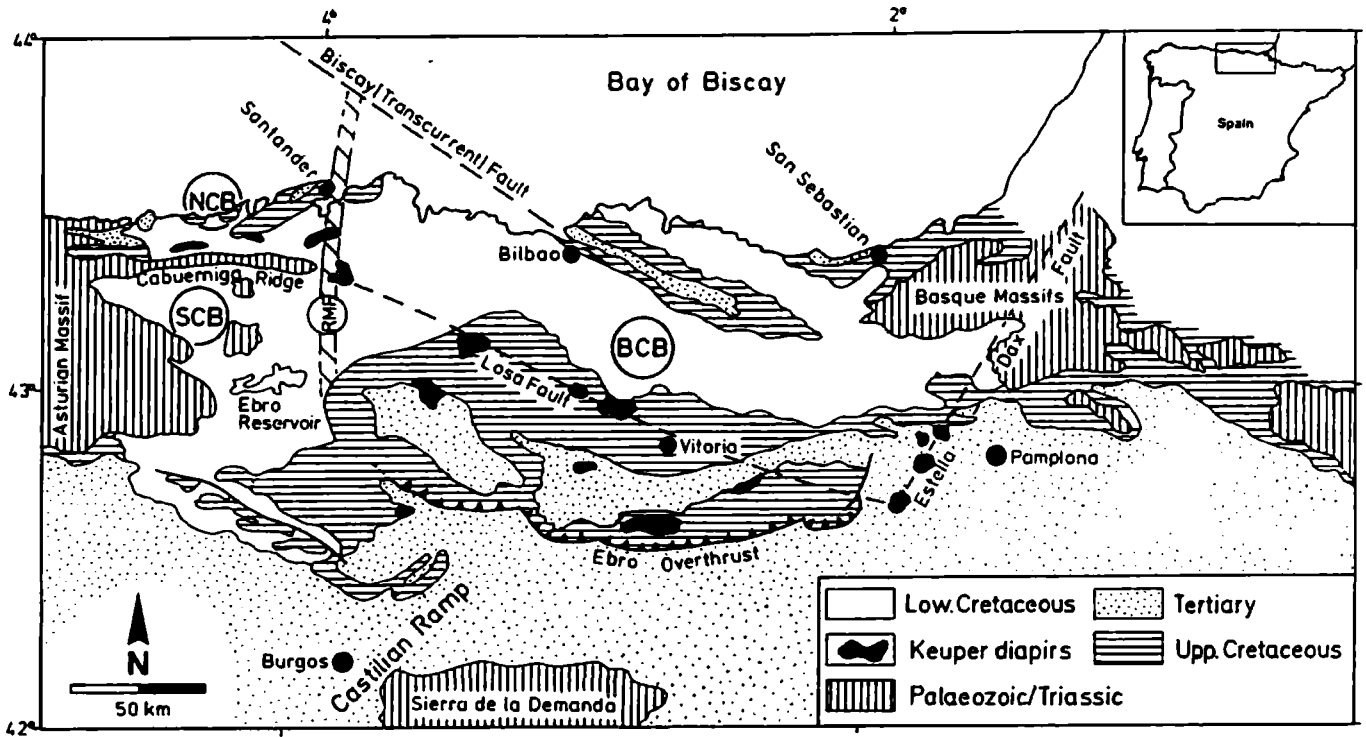


Abb. 3a: Generalisierte geologisch/strukturelle Übersicht über Nordspanien (Baskokantabrisches Becken, Nördliches und Südliches Kantabrisches Becken (Verändert nach WILMSEN 1997b).

Der strukturelle Aufbau des Arbeitsgebietes steht im Gegensatz zu dem des BKB westlich der Rio Miera-Flexur. Hier sind sowohl Faltenbau als auch große Lineamente oder Überschiebungsbahnen herzynisch orientiert, und die Hauptstörungsmuster verlaufen in NE-SW-Richtung. Als Ursache für das heutige Erscheinungsbild gilt synsedimentäre Strike-Slip-Tektonik, die seit der Trias zunächst distensiv war, sich ab dem Campan bei Ausbildung einer nordspanischen Subduktionszone in eine kompressive Tektonik umwandelte. Dies ging einher mit der Schließung des Pyrenäen-Ozeans. Das daraus resultierende Strukturmuster wurde schon frühzeitig von Geognosten wie KARRENBERG (1934) oder LOTZE (1955, 1960) erkannt.

Der Vergleich der tektonischen Baupläne und der Subsidenzgeschichte verdeutlicht, daß das Arbeitsgebiet und das BKB strukturell unterschiedlichen Bereichen zugehörig sind. ENGESER et al. (1984) und ENGESER (1985) prägen daher für den vermeintlich schwach subsidenten Bereich die Bezeichnung "Santander Block". Die Arbeiten der AG ERNST in diesem Gebiet sowie die Daten der Meßtischblätter der I.G.M.E. zeigen jedoch, daß das, dem paläozoischen Cabuerniga Rücken vorgelagerte Gebiet, tektonisch extrem stark differenziert ist und die Sedimentation von synsedimentären Bewegungen erheblich beeinflußt wurde. Paläogeographisch entspricht die Region

einem nördlichen Teilbecken des Kantabrischen Beckens (vgl. u. a. PUJALTE 1981), das sich im Valangin durch Schollenrotation zwischen dem Cabuerniga Rücken und einem Hochgebiet im Bereich der heutigen Küstenlinie entstand. In diesem Sinne sollte der Begriff "Santander Block" *sensu* ENGESER nicht mehr benutzt werden und durch die historisch und genetisch korrektere Bezeichnung "Nordkantabrisches Becken" ersetzt werden (vgl. Diskussion in Kap. 1.5.3).

### 1.5 Das erdgeschichtliche Werden des Arbeitsgebietes

Die Sedimentationsgeschichte der nordspanischen Kreidebecken (Asturianische Kreide, Kreide von Santander, BKB) steht in unmittelbarer Wechselbeziehung zur Öffnung des Nordatlantik. Zwei Rifting-Phasen (Trias und Jura/Kreide Grenze) trennten den Iberischen Kleinkontinent vom Armorikanischen Massiv.

Mit einsetzendem Spreading ab Alb öffnete sich der Biscaya-Ozean reißverschlußartig und bewirkte eine Rotation Iberias um 35° gegen den Uhrzeigersinn. Laut tektonischem Modell (s. u.), griffen sinistrale, NW-SE streichende Blattverschiebungen vom Rifting-Zentrum als "Transcurrent Faults" im Bereich des heutigen BKB auf Iberia über, zwischen denen es zur Bildung von Pull-Apart-Becken (Intra-Schelf-Becken) kam. Diese zunächst distensive, ab Campan kom-

pressive Strike-Slip-Tektonik steuerte die Sedimentationsgeschichte im BKB während der Oberkreide. Angaben zur tektonosedimentären Entwicklung sowie theoretische Grundlagen zur Tektogenese des BKB finden sich u. a. bei LE PICHON et al. (1971), BOILLOT et al. (1979), MONTADERT et al. (1979), AMIOT et al. (1982), MALOD et al. (1982), VEGAS & BANDA (1983), WIEDMANN et al. (1983), ENGESER et al. (1984), ENGESER (1985), SCHWENTKE & WIEDMANN

beschrieben. Die stratigraphischen Grundlagen wurden zunächst von KARRENBERG (1935) und CIRY (1940), später von WIEDMANN (1960, 1964, 1975, 1979a, 1979b) sowie WIEDMANN & KAUFFMAN (1976) geliefert. Die Kenntnis um die tektonogenetische Entwicklung westlich der Rio Miera-Flexur ist eher dürftig, und so fehlen bis heute jedwede strukturellen Interpretationsansätze, die sich konkret auf das Arbeitsgebiet beziehen. Da, wie oben bereits angedeutet, das Arbeitsgebiet

stage/substage		Cabuerniga High	Liencrees High	important tectonic events	compression
Terti.	Oligocene	no strata preserved			
	Eocene	shallow water carbonates, conglomerates and lagoonal facies			
	Paleocene	shallow-water carbonates		★ onset of compression	
Cretaceous	Maastrichtian	shallow-water carbonates		★ Peine phase	spreading
	Campanian			★ (first compressional phase)	
	Santonian	marl/limestone alternations (formación de Sardinero)		★ Wernigerode phase	
	Coniacian			★ Ilsede phase	
	Turonian			★ prae-Ilsede phase?	
	Cenomanian	Formación de Alámar		★ 2nd spreading phase	
	Albian	"Supra-Urgonian"		★ 1st spreading phase	
	Aptian	Urgonian		★ Austrian phase	
	Barremian				
	Hauterivian	Grupo Pas			
	Valanginian			★ Mid-Valanginian movements	
	Berriasian				
Jurassic	Malm			"jungkimmerische Phase" <i>sensu</i> STILLE	rifting
	Dogger			★ 2nd rifting phase	
	Liassic	marine Jurassic			
Triassic		"Camiolas"			rifting
	Keuper			★ ophiitic volcanism (intra-plate Tholeiites)	
	Muschelkalk	alluvial/deltaic deposits			
Bunter					
Permian				★ 1st rifting phase	
Tectono-sedimentary evolution of northern Cantabria between the Cabuerniga High and the inferred Liencrees High (strongly generalized)					
after: CARRERAS-SUAREZ & RAMIREZ DEL POZO (1971), RAMIREZ DEL POZO (1971), I.G.M.E. (1976a-d, 1978a, 1978b), PUJALTE (1982a, 1982b), WIESE (1996), WILMSEN (1996a) and WILMSEN et al. (1996)					

Abb. 3b: Schematisierte tektono-sedimentäre Entwicklung Nordkantabriens zwischen dem Cabuerniga Rücken und dem Liencrees Hoch.

(1985), ENGESER & SCHWENTKE (1986), KLITGORD & SCHOUTEN (1986), REITNER (1987), BOILLOT & MALOD (1988), MALOD (1989), CHOURKROUNE et al. (1990), HISCOTT et al. (1990), SCHWENTKE (1990), FLOQUET (1991), GRÄFE (1994) und OLIVET (1996).

Eine detaillierte Übersicht mit Literaturdaten gibt GRÄFE (1994), und es sei hiermit auf diese Arbeit verwiesen. Die sedimentäre Entwicklung wurde eingehend von FLOQUET (1991) und GRÄFE (1994)

tektonisch als nicht dem BKB zugehörig interpretiert wird, soll sich die hier für den Zeitraum Trias bis Kreide gegebene erdgeschichtliche Übersicht, so weit wie möglich, auf die regionale Entwicklung zwischen der heutigen Küste und der Umgegend des Cabuerniga Rückens beziehen (Abb. 3a, 3b).

Prinzipiell lassen sich mehrere, lithologisch unterschiedliche, tektono-sedimentäre Einheiten erkennen, deren deutliche Abgrenzbarkeit voneinander

Ausdruck einer phasenhaften Entwicklung seit der Trias ist. Diese kann im gesamten nordspanischen Sedimentationsraum nachvollzogen werden.

**1.5.1 Trias:** Nach der variszischen Auffaltung der Iberischen Meseta und dem folgenden permo-karbonischen Molasse-Stadium setzt mit der Trias eine erste Riftphase im Rahmen der beginnenden Atlantiköffnung (WIEDMANN 1982, WIEDMANN et al. 1983, VEGAS & BANDA 1983) ein. Damit einher geht eine deutliche Reliefbebung, die sich durch die diskordante Überlagerung des Perms durch die Trias in weiten Teilen Nordspaniens ausdrückt (VIRGILI 1977, ZIEGLER 1988). Die Trias liegt in Germanotyper Fazies vor und wurde für das Arbeitsgebiet u. a. bereits von MENGAUD (1920), KARRENBURG (1934) und CIRY (1940) erwähnt.

Während im zentralen Bereich des BKB die für die Trias typische Dreiteilung in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper erkannt werden kann (VIRGILI 1977, MOJICA 1979, ZIEGLER 1988), signalisiert das Fehlen des vollmarinen Muschelkalkes im Arbeitsgebiet Beckenrandlage. Darüber hinaus zeigt die erst im Buntsandstein einsetzende Sedimentation im Bereich des Cabuerniga Rückens bei gleichzeitigem Fehlen permischer Schichten (I.G.M.E. 1978a) seine Bedeutung als Hochgebiet seit dem Perm (permo-triassische Sedimente mit einer Mächtigkeit von 0-250 m entwickeln sich sukzessiv südlich des Cabuerniga Rückens!). Wie auch im Germanischen Becken, markiert der spanische Keuper eine Phase arid-kontinentaler Beeinflussung bei gleichzeitiger Entstehung von Evaporiten bis hin zum Halit (BRINKMANN & LÖGTERS 1968, ZIEGLER 1988). Darüber hinaus treten Intra-Platten-Tholeiite (Ophite) auf (MESCHÉDE 1987a), die als mit dem "Rifting" einhergehender initialer Vulkanismus interpretiert werden können. Die Trias ist im Arbeitsgebiet im Bereich des Cabuerniga Rückens aufgeschlossen und erreicht dort eine ungefähre Mächtigkeit von ca. 400-500 m, wobei engräumige Mächtigkeitsschwankungen bestehendes Relief bzw. stark differentielle Subsidenz anzeigen.

**1.5.2 Jura:** Der marine Jura im Arbeitsgebiet wurde erstmals von MAESTRE (1864) und PUIG & SANCHEZ (1888) erwähnt, und MENGAUD (1920) wies auf die Existenz marinen Doggers hin. Eine umfassende Aufnahme jurassischer Profile erfolgte durch RAMIREZ DEL POZO (1971).

Der Übergang Trias/Jura wird durch eine ca. 50 m mächtige Abfolge von brekzierten, cavernösen

Dolomiten ("Carniolas") gebildet, denen in Teilen des BKB Sulfate und Vulkanite zwischengeschaltet sind (VISSER 1984). Diese Folge kann stratigraphisch nicht aufgeschlüsselt werden und wird daher als Rhätolias bezeichnet.

Erst langsam setzte sich im Sinemur vollmariner Einfluß durch. Damit einher ging die Flutung des gesamten BKB wie auch des Arbeitsgebietes. Dabei entstand ein wenig gegliedertes, weitreichendes Epikontinentalmeer, das, wenn auch dessen genaue Ausdehnung nicht bekannt ist, jedoch mit Sicherheit den gesamten kantabrischen Raum sowie das zentrale BKB eroberte. Die zur Ablagerung gelangten Sedimente können biostratigraphisch (u. a. mit Ammoniten) datiert werden (DAHM 1966, MENSINK 1966, DIETL 1974, SCHAAF 1986). Prinzipiell ergibt sich für den Zeitraum vom Hettangium bis Callovium ein zyklischer, regressiver Trend, der, beginnend mit liassischen, fossilführenden (Ammoniten, Brachiopoden, Crinoiden, Belemniten) Wechselagerungen dunkler Mergel bzw. Tone mit grauen Kalkbänken, in flachmarinen Spongiolithen des Bajocium kulminiert (SCHAAF 1986, LEINFELDER et al. 1994).

Nach einem kurzen transgressiven Impuls im Bathonium (fide GRÄFE 1994) endet die sedimentäre Überlieferung im Arbeitsgebiet bereits im Callovium (I.G.M.E. 1978a). Die generell regressive Entwicklung des Malm drückt sich durch ein schrittweises Zurückweichen des Meeres von Westen nach Osten in die zentralen Beckenbereiche aus, in denen im Kimmeridge die Überlieferung marinen Juras abriß (RAMIREZ DEL POZO 1971, BRENNER 1976, BENKE et al. 1981, ERRENST 1984, DRAGSTAN et al. 1987, ZIEGLER 1988, s. a. GRÄFE 1994: S. 55, Abb. 24).

Nach der unruhigen Riftphase in der Trias markiert der gesamte Jura eine Phase relativer tektonischer Ruhe. Nur lokal treten Bereiche differentieller Subsidenz auf. Mit einer Mächtigkeit von 700-900 m erreicht der Jura im Arbeitsgebiet ähnlichen Umfang wie im BKB. Im Bereich des Cabuerniga Rückens und parallel dazu dünnen die jurassischen Sedimente jedoch merklich auf 250-400 m Mächtigkeit aus. Damit einher geht eine deutlich proximale Fazies, bestehend aus recifalen Gesteinen, Konglomeraten und Brekzien, die die Bedeutung des Cabuerniga-Rückens als strukturbildendes Element auch im Jura unterstreicht.

**1.5.3 Kreide:** An der Wende Jura/Kreide setzt bereits im oberen Kimmeridge die Haupttriftphase im Atlantik-Aulakogen ein (Zweite Riftphase *sensu* WIEDMANN 1982), die zu einer dramatischen Umgestaltung des nordspanischen Sedimentationsraumes führte. Diese tektonische Aktivitätsphase korreliert zeitlich mit Krustenbewegungen in anderen Teilen Europas und kann sicherlich als Ausdruck der "jungkimmerischen Phase" *sensu* STILLE (1924) verstanden werden. Im Verlauf dieser Phase kam es zu intensivster Reliefbelebung durch Blocktektonik und dem Einsetzen kontinentaler, fluvio-lakustriner Sedi-

& WIEDMANN 1975; BRENNER 1976; PUJALTE 1981, 1982a, 1982b; REITNER & WIEDMANN 1982; WIEDMANN et al. 1983). Das Einsetzen des Wealden ist der lithologische Ausdruck der mit den jungkimmerischen Bewegungen einhergegangenen Strukturbelebungen und der damit verbundenen Erosion des Hinterlandes. In dieser Zeit entwickelte sich das "Kantabrische Becken" (Cuenca de Cantabria), in seiner Morphologie an ein nach Osten geöffnetes, liegendes Hufeisen gemahnend, mit einer Länge von ca. 100 und einer Breite von ca. 80 km (PUJALTE 1981, 1982a, vgl. Abb. 3a). Im Norden markierte seine Grenze ein

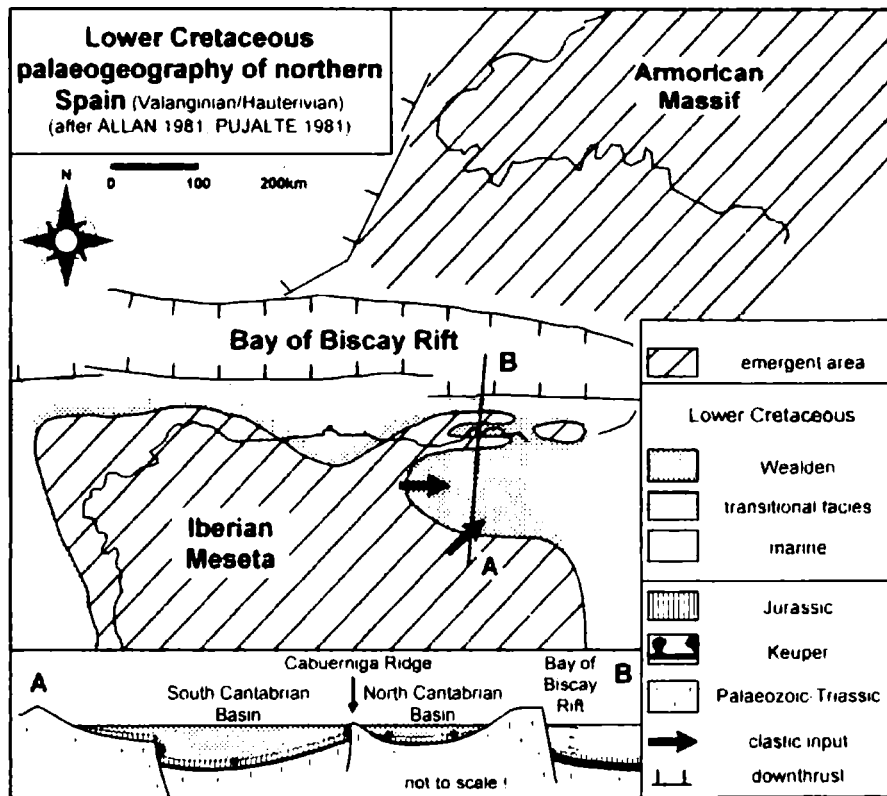


Abb. 4: Generalisierte paläogeographische Übersicht über Nordspanien im Zeitraum Valangin und Hauterive (verändert nach ALLAN 1981 und PUJALTE 1981).

mentation (Erste Delta-Phase von WIEDMANN 1982), die als "Kantabrischer Wealden" bezeichnet wird.

Die Bearbeitung des Kantabrischen Wealden hat eine lange Tradition, und es existiert eine Fülle an Literatur, die sich dessen lithologischer Beschaffenheit sowie der Paläontologie und Stratigraphie annimmt (GONZALES-LINARES 1876; CIRY 1940; RAT 1954 1959, 1962, 1963; AGUILAR TOMAS & RAMIREZ DEL POZO 1968; RAMIREZ DEL POZO 1969; BRENNER 1972; RAMIREZ DEL POZO & AGUILAR TOMAS 1972; SALOMON 1973; BRENNER

ausgedehntes Hochgebiet, das den Rand des Biscaya Rifts säumte und ungefähr den Bereich zwischen Cabuerniga Rücken und den kantabrischen Küstengewässern einnahm (ALLAN 1981). Im Westen wurde es durch das Asturianische Paläozoikum begrenzt, dessen Nachbarschaft zur Bezeichnung "Peri-Asturianische Domäne" (dominio peri-asturiano) für den Ablagerungsraum führte. Das Becken selbst ist durch einige ebenfalls E-W streichende Störungen in Bereiche unterschiedlicher Subsidenz untergliedert. Das Nebeneinander von Hochgebieten und subsidenten Bereichen ist auf Distensions-



tektonik am Riftsystem, dem Abgleiten rotierender Krustenblöcke ("tilted blocks") und der Genese von Horst- und Graben-Strukturen zurückzuführen (PUJALTE 1982a: S. 76, Abb. 5; S. 79, Abb. 6).

Im Zeitraum Tithon bis Barrême wurden die mindestens bis 2000 m mächtigen Wealdensedimente von West nach Ost in das Kantabrische Becken geschüttet. Diese zeichnen sich durch ein Verzahnen siliziklastischer, fluviatil-deltaischer, teilweise konglomeratischer Sedimente mit lacustrinen und gelegentlich schwachen marinen Einschaltungen aus. Sie können im Bereich des Cabuerniga Rückens nebst angrenzender Gebiete in eine basale Cabuerniga-Gruppe [Grupo Cabuerniga, Tithon bis (?) mittleres Valangin] mit z. T. 2500 m Mächtigkeit und eine obere Pas-Gruppe [Grupo Pas, (?) mittleres Valangin bis oberes Barrême] gegliedert werden, die durch eine mittelvalangine Diskontinuität voneinander getrennt werden (Abb. 3b). Diese Gruppen sind intern in Litho-Einheiten (formación) gegliedert, deren starke Verzahnungen Ausdruck des abwechslungsreichen Nebeneinanders verschiedener Faziestypen sind (PUJALTE 1981; PUJALTE 1982a, 1982b; REITNER & WIEDMANN 1982; WIEDMANN et al. 1983). Während südlich des Cabuerniga Rückens beide Gruppen überliefert sind, liegt nördlich davon die Pas-Gruppe diskordant über marinem Jura. Jedoch weist PUJALTE (1981) darauf hin, daß sich sowohl Lithologie als auch Mächtigkeit der oberen Cabuerniga-Gruppe zum Cabuerniga Rücken hin nicht verändern und selbige wohl erst im Rahmen der mittelvalanginen Tektonik im Bereich des Nordkantabrischen Beckens erodiert wurde. Daß seitdem der Cabuerniga Rücken wieder als Hochgebiet wirksam ist, dokumentiert die drastische Mächtigkeitsabnahme der Pas-Gruppe in diesem Bereich (vgl. PUJALTE 1981: S. 316, Abb. 10). Darüber hinaus zerbrach das nördliche Hochgebiet in zwei Kippschollen, wobei der Cabuerniga Rücken nunmehr das Kantabrische Becken strukturell in einen südlichen und einen kleineren nördlichen Beckenteil teilte (PUJALTE 1981, 1982a, 1982b; REITNER & WIEDMANN 1982; Abb. 4). Diese strukturelle Entwicklung markiert das Werden des Arbeitsgebietes als eigenständigen Sedimentationsraum (Von nun an bezieht sich der Text vorzugsweise auf das Arbeitsgebiet im engeren Sinne, da unmittelbar südlich des Cabuerniga Rückens die jüngeren Sedimente der Erosion anheim gefallen sind).

Mit dem obersten Barrême breitete sich zunehmend mariner Einfluß aus, der zu einem Sedimentationsumschwung hin zu karbonatischer

Sedimentation führte (Urgon-Stadium, oberstes Barrême bis Unter/Mittel-Alb Grenzbereich), ohne daß sich jedoch die Paläogeographie grundlegend änderte. Im Norden entstanden auf exponierten Strukturhochs der Kippschollen ausgedehnte Inselplattformen (Rudistenriffe, Mud-Mounds, Korallen/Spongienriffe), während in den zwischenliegenden Becken teilweise ammonitenführende Mergel (*Deshayesites*-Mergel, COLLIGNON et al. 1979, REITNER 1987) oder Kalk/Mergel-Zyklen zur Ablagerung kamen. Die starke tektonische Zerrüttung des Gebietes und die anhaltende Mobilität verhinderten die Genese ausgedehnter Karbonatplattformen. Im südlichen Bereich des Südkantabrischen Beckens persistierte weiterhin kontinental beeinflusste Sedimentation bzw. wurde nicht sedimentiert.

Das nordspanische Urgon kann in drei sedimentäre Zyklen gegliedert werden, die jeweils durch einen schwachen tektonischen Puls und damit einhergehender Reliefakzentuierung eingeleitet werden (WIEDMANN et al. 1983, REITNER 1987). Wie der Wealden, kann auch das Urgon auf eine intensive Bearbeitungsgeschichte zurückblicken, und detaillierte Übersichtsdarstellungen sowie Bearbeitung von Einzelstrukturen finden sich u. a. bei MENGAUD (1920), KARRENBERG (1934), RAT (1959, 1982), FEUILLÉE (1967), RAMIREZ DEL POZO (1971), PASCAL (1976, 1982a, 1982b, 1985), GARCIA-MONDEJAR (1979, 1982a, 1982b, 1990, 1991), RAT & PASCAL (1979), WIEDMANN et al. (1983), REITNER (1987) und NEUWEILER (1995).

Mit der Grenze Unter/Mittel-Alb kam es im Rahmen der Austrischen Phase erneut zu einem Maximum distensiver Tektonik, die vermutlich zur Trennung der Kontinentalränder im Biscaya Rift (Erste Spreading-Phase) führte (WIEDMANN et al. 1983, REITNER 1987, MALOD 1989). Damit einher ging erneute Reliefbelebung und das Einsetzen von sandigen, fluviatilen Schüttungen im Süden (Utrillas Fazies, Zweite Deltaphase sensu WIEDMANN 1982, WIEDMANN et al. 1983). Im Norden entstanden auf persistierenden Hochgebieten zunächst nur kleinere Bioherme (*Caprina*-Kalke) sowie mächtige Sandschüttungen oder ammonitenführende (*Knemiceras* sp., vgl. MENGAUD 1920, GEYER 1995a, 1995b), knollige Kalk/Mergel-Zyklen in den Bereichen verstärkter Subsidenz. Mit Abnahme des terrigenen Inputs konnten sich im höheren Alb des BKB wieder größere Plattformkomplexe bilden.

Die dem Urgon auflagernden Folgen werden insgesamt als Supra-Urgon bezeichnet.

Mit einer Regression im späten Alb (Vracon) akkumulierte im Arbeitsgebiet eine siliziklastische Folge bei gleichzeitigem Ersterben der supra-urgenen Rudistenplattformen (FEUILLÉE 1971, WILMSEN 1996a, WILMSEN 1997b), aus der sich im Unter-Cenoman wiederum sukzessive, eine flachmarine Karbonatplattform entwickelt (Formación de Altamira, GARCIA-MONDEJAR & PUJALTE 1982; Altamira Plattform, WILMSEN 1997b). Im Bereich Cobreces (Abb. 1) tritt auf der Altamira-Plattform ein Patch-Reef-Komplex auf (Koral-

lieferungslücke vom Ober-Cenoman (*juddii*-Zone) bis ins Unter-Turon (*nodosoides*-Zone) im Arbeitsgebiet und zur Ablagerung vulkanogener Abfolgen im BKB führten (WIEDMANN & BOESS 1984, MESCHEDÉ 1985, BOESS & HOPPE 1986, MESCHEDÉ 1987a, 1987b). Der Cabuerniga Rücken im Süden und das Liencres Hoch im Norden wurden erst im Mittel-Turon geflutet (vgl. diese Arbeit).

Im Coniac bis Unter-Campan entstanden im gesamten Arbeitsgebiet Sedimente einer Foramol-

## Legend

	limestone		channel deposits
	nodular limestone		hardground
	bedded limestone		incipient hardground
	thickening up development		sequence boundary
	thinning up development		faulting
	cemented silty marlstones		number of sequence
	with <i>Thalassinoides</i> nodules	<b>SB Tu X</b>	number of sequence boundary
	marl	XXXXXXX	event bed
	nodular marl	<b>HST</b>	highstand systems tract
	turbidite sequence	<b>TST</b>	transgressive systems tract
	deeply weathered dark marl	<b>LST</b>	lowstand systems tract
	pebble bed (lag layer)	<b>LSF</b>	lowstand fan
	glaucinite	<b>SB</b>	sequence boundary
	for rocks: thickening up / thinning up cycles	<b>PSB</b>	parasequence boundary
	for fossils: increasing/ decreasing amount of	<b>FS</b>	flooding surface
		<b>AZ</b>	assemblage zone
		<b>FAD</b>	first appearance datum
		<b>LAD</b>	last appearance datum
		<b>NCB</b>	North Cantabrian Basin
		<b>BCB</b>	Basco-Cantabrian Basin
		<b>Fossils:</b>	
			1 - 3 specimen
			4 - 10 specimen
			more than 10 specimen (abundant)

Abb 5: Legende zu den im Text und in den Abbildungen benutzten Abkürzungen und Symbolen.

len/Spongien-Riffe, WILMSEN 1996b). In den distalen Beckenteilen östlich der Rio Miera-Flexur (Langre) wurden mächtige, ammonitenführende Kalk/Mergel-Zyklen (WILMSEN 1996a, WILMSEN 1997b) abgelagert. Im Rahmen mehrerer transgressiver Phasen begann die Altamira-Plattform ab Mittel-Cenoman schrittweise zu ertrinken. Ab dem Ober-Cenoman kam es erneut zu einem Maximum tektonischer Aktivität und Reliefbelebung (Zweite Spreading-Phase; Santander-Phase *sensu* WIESE & WILMSEN 1998, in Druck), die zu einer Über-

dominierten Karbonatrampe, wobei die generell geringere Subsidenz und die proximalere Fazies im Bereich der Hochgebiete deren anhaltende Bedeutung für die Beckenkonfiguration unterstreichen. Das Coniac markiert eine Phase tiefen Meeresspiegels (Erste Regressionsphase nach WIEDMANN et al. 1983). Ein in Norddeutschland, England und Frankreich erkennbarer tektonischer Impuls (Ilseder Phase *sensu* STILLE 1924, vgl. MORTIMORE et al., in Druck) mag zeitlich mit einem markanten Hartgrund im Becken (WIESE &

WILMSEN, in Druck; WILMSEN et al. 1996) und Schichtausfällen am Cabuerniga Rücken korrelieren. Mit dem Santon wird das gesamte Arbeitsgebiet nebst Cabuerniga Rücken geflutet und es kamen mächtige, monotone und knollige Kalk-Mergel-Abfolgen zur Ablagerung (*Thalassinoides*-Rhythmite *sensu* ERNST et al. 1996 und WILMSEN et al. 1996).

Im Ober-Santon führte ein erneuter tektonischer Schub (Wernigeröder Phase *sensu* STILLE 1924) zu erheblichen Schichtausfällen an positiven Gebieten und zu verstärkter differentieller Subsidenz. Nach einem erneuten transgressiven Schub im höheren Unter-Campan entwickeln sich zum Unter/Ober-Campan-Grenzbereich übergreifende, regressive, spongienführende Kalk/Mergel-Zyklen (Sponge Rhythmites *sensu* REHFELD & OTTO 1995).

An der Wende Unter/Ober-Campan kam es unter Entwicklung einer nordspanischen Subduktionszone (ENGESER et al. 1984, ENGESER 1985, MALOD 1989) zu einer strukturellen und faziellen Umgestaltung des nordiberischen Sedimentationsraumes, in deren Rahmen nunmehr flachmarine Plattformkarbonate abgelagert wurden. Das Einsetzen der Subduktion markiert gleichermaßen den Beginn einer Inversionstektonik im Arbeitsgebiet (Peiner Phase *sensu* RIEDEL 1940, vgl. WILMSEN et al. 1996). Der weitere Verlauf bis ins Maastricht ist regressiv (Zweite Regressionsphase).

Mit dem Oligozän reißt die sedimentäre Überlieferung im Arbeitsgebiet ab.

## 1.6 Arbeitsweise

Es wurden ca. 900 Profilmeter feinstratigraphisch aufgenommen und lithologisch, sedimentologisch sowie teilweise ichnologisch bearbeitet. Fossilien wurden streng horizontiert entnommen und deren Reichweite in Tabellen dargestellt.

Selektiv wurden horizontierte Proben für die Dünnschliff-Mikrofaziesanalyse entnommen, die nach DUNHAM (1962) mit den Ergänzungen von EMBRY & KLOVAN (1971) durchgeführt wurde. Da die Proben einem gemischten karbonatisch/siliklastischen System entstammen, ist die Anwendbarkeit dieser Methodik ob des bisweilen hohen terrigenen Inputs eingeschränkt. Dennoch wurde sie aus praktischen Gründen beibehalten und der Silt- und Glaukonitanteil, wenn nötig, gesondert angegeben.

Die Definitionen Kalk oder Mergel im laufenden Text basieren nicht auf Karbonatgehalt-Analysen, sondern wurden rein subjektiv für relativ kompakte bzw. stärker verwitternde Gesteine

benutzt. Die im Text angegebenen Prozentanteile für Glaukonit, Silt oder Bioklasten wurden semi-quantitativ mit den Schätztabellen von BACELLE & BOSELLINI (1965) und SCHÄFER (1969) ermittelt (vgl. FLÜGEL 1982).

Planktonische Foraminiferen wurden, soweit möglich, im Dünnschliff bestimmt. Als Grundlage dafür dienten die Arbeiten von HAGN & ZEIL (1954), PESSAGNO (1967), POSTUMA (1971), FLEURY (1980), WEIDICH (1987) und HILBRECHT (1991). Da die Beprobung der Profile nach sedimentologischen Aspekten selektiv durchgeführt wurde, kann konsequenterweise die vertikale Verbreitung einzelner Arten nicht detailliert nachvollzogen werden. Auf eine Darstellung in Reichweitentabellen wurde daher verzichtet, und die erkannten Assoziationen wurden im Text unter dem Punkt "Fauna" mit aufgelistet.

Die in Spanien gebräuchlichen Karten sind mit dem internationalen UTM-Gitter (Zone 30T) versehen, auf das sich die im Text aufgeführten Rechts- und Hochwerte beziehen. Sie stimmen somit nicht mit den in Deutschland gebräuchlichen Gauß-Krüger-Koordinaten überein. Die in den Profildarstellungen verwendeten Signaturen, Symbole und Abkürzungen sind der Legende (Abb. 5) zu entnehmen.

Im Rahmen der überregionalen stratigraphischen Vergleiche wurden Gebiete erwähnt, deren geographische Lagen der Abb. 45 entnommen werden können.

## 2. Stratigraphische Grundlagen

### 2.1 Biostratigraphie

**2.1.1. Makrofauna:** Für die biostratigraphische Gliederung des Arbeitsgebietes wurden Ammoniten und Inoceramen herangezogen (Abb. 6). Eine reiche Ammonitenfauna ermöglicht die Etablierung einer Ammonitenzonierung im Zeitraum Unter- bis unteres Ober-Turon. Danach setzt die Ammonitenführung aus, und Inoceramen werden für den Zeitraum Ober-Turon bis Unter-Coniac zur stratigraphischen Unterteilung herangezogen. Soweit es möglich war, wurden die im Arbeitsgebiet erkannten Biozonen oder "Assemblage-Zones" einer Inoceramenzone zugeordnet. Als Grundlage dafür diente die Arbeit von TRÖGER (1989: S. 916, Abb. 2), in welcher der Zeitraum Turon und Unter-Coniac in 15 Inoceramenzonen (Zonen 7-21) gegliedert wird (für Detailinformationen sei auf diese Arbeit verwiesen).

**Turon:** Die Cenoman/Turon-Grenze wird gemäß der Ergebnisse des Symposiums "Cretaceous Stage Boundaries" (8.-14. 09. 1995 in Brüssel) mit dem Erstauftreten von *Watinoceras devonense* WRIGHT & KENNEDY gezogen (vgl. BENGTON 1996).

**Unter-Turon:** Im Arbeitsgebiet ist die *nodosoides*-Zone (oberes Unter-Turon) durch Funde der Index-Spezies *Mammites nodosoides* (SCHLÜTER) belegt. Das untere Unter-Turon ist vermutlich durch ein Vascoceratiden-Intervall gekennzeichnet, das der obersten *devonense*-Zone entspricht.

praktikabel erwiesen. Da diese Art jedoch einen Overlap mit *M. nodosoides* zeigt, ist die Basis des Mittel-Turon, wie hier definiert, teilweise nicht mit Gliederungen anderer Gebiete kompatibel (vgl. Abb. 46 und Kap. 6.2). Der *turonien*-Zone folgen im Mittel-Turon die *Romaniceras kallesi*-, *Romaniceras ornatissimum*- und *Romaniceras deverianum*-Zone, jeweils definiert durch das Erstauftreten der Index-Spezies.

**Ober-Turon:** Das Erstauftreten von *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ) kann im

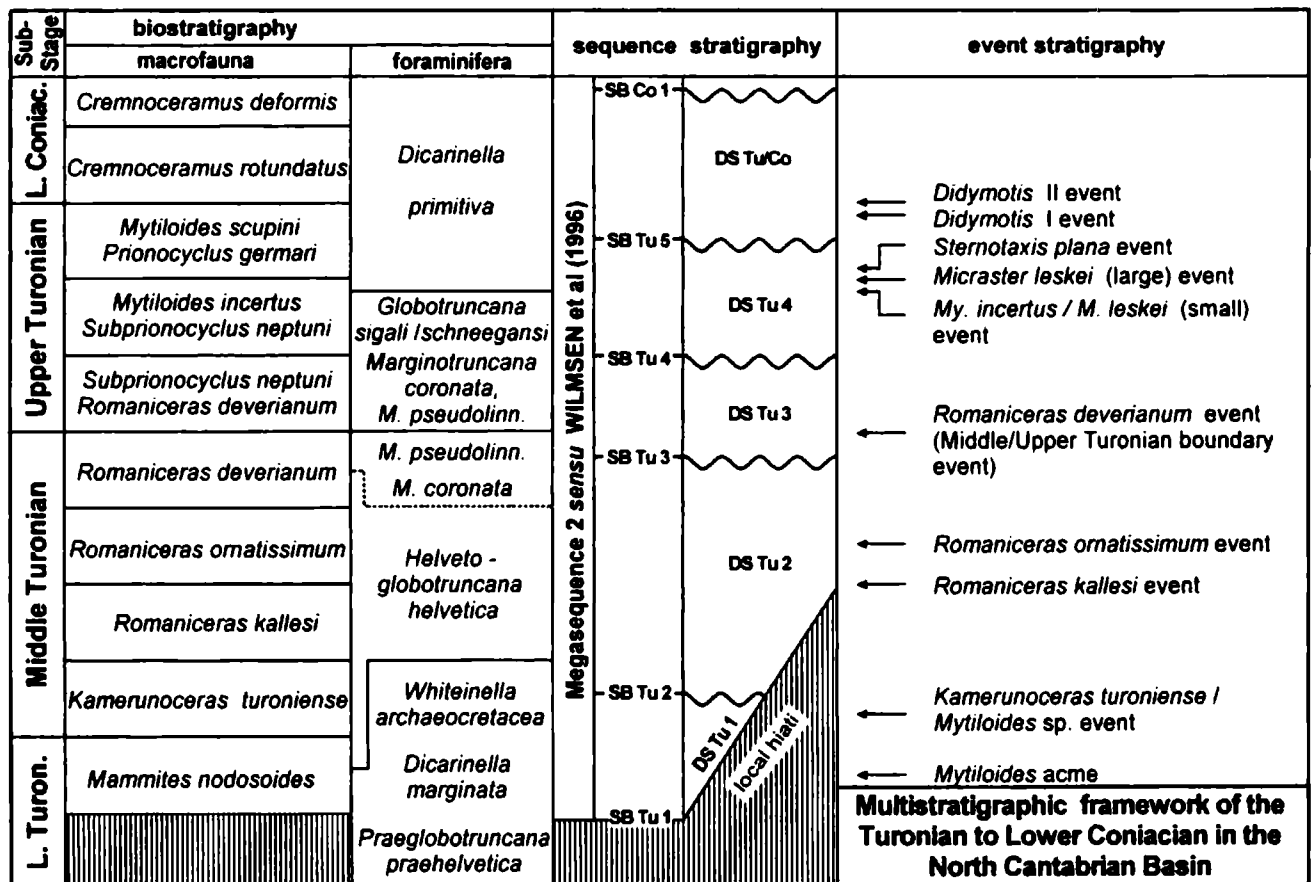


Abb. 6: Übersicht über die bio-, event- und sequenzstratigraphische Gliederung des Arbeitsgebietes.

**Mittel-Turon:** Da *Collignonoceras woollgari* (MANTELL), die im Boreal benutzte Leitform für das Mittel-Turon, nur in einem Exemplar aus dem Mittel/Ober-Turon-Grenzbereich vorliegt, eignet sich diese Art nicht als Grenzmarker. Auch die Definition der Basis des Mittel-Turon mit dem LAD von *M. nodosoides* wie z. B. in England (GALE 1996) oder Tunesien (ROBASZYNSKI et al. 1990) ist ob der Seltenheit letzterer Art nicht möglich. Im Arbeitsgebiet hat sich die Definition der Mittel-Turon-Basis mit dem FAD von *Kamerunoceras turoniense* (D'ORBIGNY) als

Arbeitsgebiet mit Einschränkungen zur Eingrenzung des Mittel/Ober-Turon-Grenzbereiches herangezogen werden. Die Grenze wird jedoch aus Gründen, die in Kap. 6.3 ausführlich erläutert werden, mit dem *Romaniceras deverianum*-Event gezogen. Das Ober-Turon im Arbeitsgebiet kann in Anlehnung an die von KAPLAN (1986) und KAPLAN & KENNEDY (1994) für NW-Deutschland erarbeitete Ammonitenzonierung vermutlich in eine basale *Subprionocyclus neptuni*- und eine obere *Prionocyclus germari*-Zone gegliedert werden. Als praktikabler hat sich jedoch die

Unterteilung des Ober-Turon in drei Faunenzonen ("Assemblage Zones") erwiesen. Es konnten die basale AZ des *Subprionocyclus neptuni/Romaniceras deverianum* (unteres Ober-Turon), die mittlere AZ des *Mytiloides incertus/Subprionocyclus neptuni* (mittleres Ober-Turon) und die obere AZ des *Mytiloides scupini/Prionocyclus germari* für das obere Ober-Turon ausgegrenzt werden.

Der Turon/Coniac-Grenzbereich ist arm an biostratigraphisch signifikanter Fauna und kann daher nicht weiter zониert werden. Die *scupini/germari*-AZ wird dennoch bis zum Einsetzen einer neuen Fauna an der Turon/Coniac-Grenze ausgehalten.

**Coniac:** Die Basis des Coniac wird mit dem Erstauftreten von *Cremnoceramus rotundatus* (*sensu* TRÖGER *non* FIEGE) definiert (KAUFFMAN et al. 1996). So *Cr. rotundatus* nicht auftritt, wird das *Didymotis* II-Event als Grenzmarker herangezogen.

**Unter-Coniac:** Das bearbeitete Unter-Coniac kann im Arbeitsgebiet in eine basale Zone des *Cr. rotundatus* und eine folgende Zone des *Cr. deformis* untergliedert werden.

**2.1.2 Mikrofauna:** Wo Ammoniten fehlen, werden planktonische Foraminiferen zur biostratigraphischen Gliederung (Abb. 6) verwendet. Dies gilt vorzugsweise für das Profil Langre. Das basalste aufgeschlossene Turon umfaßt die *Whiteinella archaeocretacea*-Zone. Ob der Seltenheit der Index-Form wird diese Zone durch eine AZ mit *Whiteinella archaeocretacea* (PESSAGNO), *Praeglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO) und *Dicarinella marginata* (REUSS) gleichgesetzt. Mit dem FAD von *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI) in der *nodosoides*-Zone beginnt die *helvetica*-TRZ, die im *Romaniceras deverianum*-Event (s. u.) aussetzt. In ihrem oberen Teil kann eine AZ mit *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO und *Marginotruncana coronata* (BOLLI) abgegrenzt werden.

Mit dem LAD von *H. helvetica* setzt die AZ von *Globotruncana* ex gr. *sigalischneegansi/M. pseudolinneiana/M. coronata* ein, die ungefähr das Intervall vom *R. deverianum*-Event bis zum *Mytiloides incertus/Micraster leskei* (klein)-Event umfaßt. Im Bereich dieses Events setzten die ersten *Dicarinella* aff. *primitiva* (DALBIEZ, Taf. 16, Abb. 9) ein, mit deren FAD die untere

Grenze der *D. primitiva*-Zone gezogen wird, die bis ins Unter-Coniac hineinreicht. Die erkannte Zonierung steht im Einklang mit den Daten von GRÄFE (1994); für den Bereich Unter- und Mittel-Turon ergeben sich gute Vergleichsmöglichkeiten mit ROBASZYNSKI & CARON (1979a, 1979b). Da jedoch das Hauptgewicht biostratigraphischer Gliederung auf der Makrofauna liegt, wird lediglich an dieser Stelle eine mögliche Foraminiferenzonierung vorgestellt. Sie wird abschließend nicht weiter diskutiert.

## 2.2 Eventstratigraphie

Zur weiteren biostratigraphischen Auflösung innerhalb von Bio- oder Assemblages-Zones wurde versucht, das von ERNST et al. (1983) erfolgreich im niedersächsischen Raum erarbeitete Eventkonzept im nordspanischen Arbeitsgebiet anzuwenden. Diese Bemühung führte zur Ausgliederung von zehn Bioevents oder Akmen, die als sehr gute eventstratigraphische Marker zur feinstratigraphischen regionalen Korrelation herangezogen werden konnten (Abb. 6). Die Definitionen der Events, deren lithologische und faunistische Zusammensetzung sowie deren mögliche Korrelation nach Frankreich, England, Deutschland oder Tunesien werden detailliert im Kapitel 7 (Eventstratigraphie) beschrieben.

## 2.3 Sequenzstratigraphie

Die im Rahmen dieser Untersuchung bearbeiteten Turon- bis Unter-Coniac-Profile umfassen die **Megasequenz (MS) 2** *sensu* WILMSEN et al. (1996) (Abb. 6). Diese entspricht einem "2nd order cycle" *sensu* VAIL et al. (1977) oder HAQ et al. (1987), der jedoch nicht mit einem der UZA-Zyklen *sensu* HAQ et al. (1987) korreliert.

Innerhalb der MS 2 konnten sechs Sequenzgrenzen (SB = sequence boundaries) bzw. fünf sedimentäre Zyklen erkannt werden (DS = depositional sequences), die als "3rd order cycle" verstanden werden (Abb. 6). Der Cenoman/Turon-Grenzbereich fällt stets in eine Schichtlücke, die in den Beckenprofilen mindestens von der *gestinianum*-Zone bis in die oberste *devonense*-Zone reicht. Da zumindest bis in die *kallesi*-Zone des Mittel-Turon das Arbeitsgebiet morphologisch hochdifferenziert ist, können auf Schwellen ganze Sequenzen ausfallen (z. B. Liencres/Arnia, Ria La Rabia). Folgende Sequenzen konnten in den angegebenen Profilen erkannt werden:

- ◆ **DS Tu 1:** Unter-Turon (Vacoceratiten-Intervall (?) oder *nodosoides*-Zone) bis Mittel-Turon

(*turonienne-Zone*): Langre, Universität Santander, Tagle, Puente Avios, Molleda, Bielba.

- ◆ **DS Tu 2:** Mittel-Turon (*turonienne-Zone*) bis hohes Mittel-Turon (*deverianum-Zone*): Langre, Universität Santander, Liencres, Arnia, Tagle, Trasvia, La Rabia.
- ◆ **DS Tu 3:** Hohes Mittel-Turon (*deverianum-Zone*) bis Unteres Ober-Turon (mittlere *neptunil/deverianum-AZ*): ? Langre (pars), Universität Santander (pars), Liencres, Arnia, Tagle, Trasvia.
- ◆ **DS Tu 4:** Unteres Ober-Turon (mittlere *neptunil/deverianum AZ*) bis oberes Ober-Turon (untere *incertus/germari-AZ*): Liencres, Arnia, Tagle.
- ◆ **DS Tu/Co:** Oberes Ober-Turon (untere *incertus/germari-AZ*) bis Unter-Coniac (*deformis-Zone*): Liencres, Arnia, Tagle, Trasvia.

Da Sequenzstratigraphie als Bestandteil beckenanalytischer Interpretation schon länger fest etabliert ist, wird auf die Theorie und Methodik nicht weiter eingegangen und auf die Grundlagenarbeiten von VAIL et al. (1977), HAQ et al. (1987) und die Zusammenfassungen von WILGUS et al. (1988) und EMERY & MYERS (1996) verwiesen.

Für die genetische Klassifizierung einzelner Gesteinspakete oder Flächen wurde die gängige, englischsprachige sequenzstratigraphische Terminologie mit den folgenden Kürzeln übernommen:

- **MS** megasequence
- **SB** sequence boundary
- **DS** depositional sequence
- **PSB** parasequence boundary
- **LSF** lowstand fan
- **LSW** lowstand wedge
- **LST** lowstand systems tract
- **TST** transgressive systems tract
- **HST** highstand systems tract
- **FS** flooding surface
- **MFZ** maximum flooding zone (In dem vorliegenden gemischten karbonatisch/siliklastischen System konnte ob der permanenten karbonatischen Hintergrundsedimentation in keinem Falle eine dem Modell entsprechende "maximum flooding surface" mit einer kondensierten Lage nachgewiesen werden. Lediglich ein Bereich "maximaler Distalität", der der Maximaltransgression entspricht, kann ausgemacht werden. Dieser wird daher in Anlehnung an die sequenzstratigraphische Terminologie als **MFZ** bezeichnet. In der Regel liegt in diesem Bereich auch der Umschlagspunkt (inflection point) von retrogradem zu progradem Stapelungsmuster).

### 3. Profilbeschreibung

Die Turon- bis Campan-Schichtfolgen Nordkantabriens wurden von GARCIA-MONDEJAR & PUJALTE (1982) in "El Cretácico de España" als "Formación de Margas y Calizas del Sardinero" zusammengefaßt. Die laufende Geländearbeit zeigte, daß diese Einteilung ob starker lateraler Faziesdifferenzierung und lithologischer Wechselhaftigkeit simplifiziert ist. WILMSEN et al. (1996) bearbeiteten die kretazischen Schichtfolgen der Sinclinal de Santillana/San Roman und hielten genetisch eigenständige, sedimentäre Großzyklen (Megasequenzen) aus. Diese sind im Gelände einfach erkennbar und ermöglichen, auch laterale Faziesveränderungen innerhalb eines lithologischen Bezugssystems zu erfassen. Es wird daher empfohlen, die Bezeichnung "Formación de Margas y Calizas del Sardinero" nicht mehr zu gebrauchen.

WIESE (1992) und WILMSEN et al. (1996) gliederten die Gesteinsfolgen im Bereich Arnia/Liencres in vier Schichtfolgen, die jedoch nicht im gesamten Arbeitsgebiet in dieser Form erkennbar sind. Daher wird von dieser Unterteilung Abstand genommen.

Im Rahmen der Profilbeschreibung wurde versucht, genetisch aufeinander beziehbare Gesteinsfolgen auszugrenzen und gesondert darzustellen. Es zeigte sich, daß ebendiese meist sedimentäre Zyklen im Sinne eines "3rd order cycle" darstellen. Daraus ergab sich die Konsequenz, Lithologie und sequenzstratigraphische Interpretation innerhalb eines Kapitels zu besprechen, um stetige Wiederholungen im Text zu vermeiden. Aus diesem Grunde werden im Kapitel 8 "Sequenzstratigraphie" die in dem Teil "Profilbeschreibung" Teil präsentierten Informationen als bekannt vorausgesetzt und eine gesonderte sequenzstratigraphische Interpretation wird nicht mehr gegeben.

Neben rein lithologischen Gesichtspunkten wurde die Ichnofauna zur sequenzstratigraphischen Analyse herangezogen, deren Veränderung mit der lithologischen Entwicklung bei eustatischen Ereignissen parallel läuft. Da Lebensspuren meist nicht aufgearbeitet und umgelagert werden, birgt die Ichnofazies primäre Informationen über das Environment.

In der Vergangenheit wurden zahlreiche Modelle entwickelt, die in Abhängigkeit von der Wassertiefe und der Substratbeschaffenheit unterschiedlichen Ablagerungsräumen eine typische Ichnofauna zuordnen. Primärer Steuerungsfaktor für das Vorhandensein einer spezifischen Fauna scheint der Sauerstoffgehalt des Sediments und des

Bodenwassers gewesen zu sein (SEILACHER 1967, FREY & PEMBERTON 1984, SAVRDA et al. 1991). Daraus resultierend kann eine typische Abfolge bestimmter Ichnogenera von flachem, gut durchlüftetem Milieu in tiefere, sauerstoffarme Bereiche erkannt werden. Dieser Übergang geht einher mit einer kontinuierlichen Abnahme der Bautendurchmesser von Verursachern mit relativ hohem Sauerstoffanspruch, z. B. *Thalassinoides*, einem typischen Vertreter eher gut durchlüfteter Environments. Die alleinige Präsenz von *Chondrites* hingegen kann als Indikator für geringen Sauerstoffgehalt gelten. Diese Tatsache ermöglicht es, in Verbindung mit Lithologie und Sedimentologie bereits im Gelände Aussagen über die relative Veränderung der Bathymetrie zu treffen (vgl. SAVRDA & BOTTJER 1986, 1987, 1989, SAVRDA et al. 1991).

Die oberkretazischen Folgen im Raum Santander sind in extremem Maße durch die Anwesenheit von *Thalassinoides* geprägt. Dies gilt besonders für das Santon mit seinen *Thalassinoides*-Rhythmiten (ERNST et al. 1996, WILMSEN et al. 1996), für Teile des Cenoman (WILMSEN 1997b) und für die hier bearbeiteten Folgen des Turon bis Unter-Coniac. *Thalassinoides* tritt in nahezu allen Litho-Einheiten in unterschiedlichen Größen und Morphotypen auf. Im Standardprofil von Liencres (Playa Portio) konnte eine Abfolge morphologisch unterschiedlicher Bautentypen erkannt werden, deren sukzessive Veränderung der bathymetrischen Entwicklung folgt. Die beschriebenen Stadien gehen naturgemäß graduell ineinander über.

Distal bzw. bathymetrisch tiefe Position: Gänge mit ca. 1 cm Durchmesser, "schwimmen" im umgebenden Sediment. Ein geordnetes Bautenmuster ist nicht erkennbar. Die Schäfte steigen, wenn erhalten, im spitzen Winkel in das unterliegende Sediment ab. Andere Spuren (*Chondrites*, *Zoophycos*, nicht identifizierte *Pasichnia* oder *Foodichnia*) dominieren.

Intermediäre Position: Der Bautendurchmesser nimmt kontinuierlich zu. Auf Schichtunterseiten wittern horizontale, hexagonale Bautensysteme (Networks) schichtparallel aus (Taf. 12, Abb. 4). Im vertikalen Anschnitt erscheint das Gestein dann als ein Knollenkalk, dessen fröhdiagenetisch zementierte Knollen in der Matrix schwimmen, bzw. die Matrix schmiegt sich, kompaktionsbedingt, schrägschichtungsgleich den Knollen an. Wenn die Schäfte erhalten sind, greifen sie teilweise bis zu einem Meter vertikal ins Liegende herab (Taf. 12, Abb. 3).

Proximal bzw. relativ flache Position: Je nach Wasserdurchlüftung und "winnowing" können in diesem Environment reine Knollenkalke entstehen, in denen das umliegende Sediment in Zwickeln zwischen den Knollen klebt. Networks sind in der Regel nicht mehr erkennbar, und die Bautensysteme sind amalgamiert. Der Bautendurchmesser ist hier am größten und kann bis 15 cm betragen. Wenn vertikale Schäfte erhalten sind, steigen sie spiralförmig ab und gemahnen an *Gyrolithes*.

### 3.1 Raum Liencres/Arnia

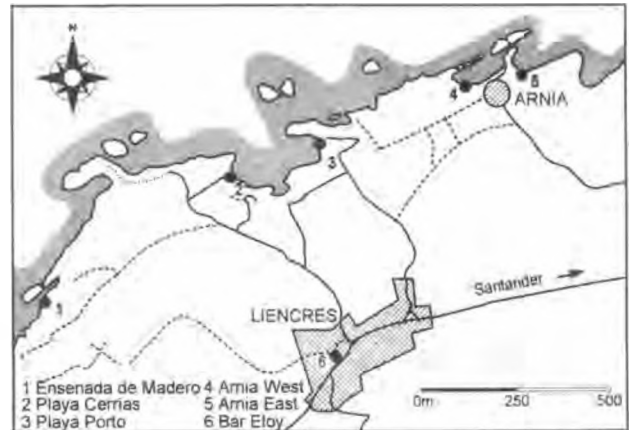


Abb. 7: Lageskizze der Küstenprofile im Raum Liencres/Arnia.

- Ensenada de Madero (Abb. 7, Pkt. 1),  
RW: 423.500, HW: 4.813.100  
Playa Cerrias (Abb. 7, Pkt. 2), RW: 424.400,  
HW: 4.813.500  
Playa de Portio (Abb. 7, Pkt. 3), RW: 424.900,  
HW: 4.813.700  
Playa de Arnia West (Abb. 7, Pkt. 4), RW:  
425.600, HW: 4.814.000  
Playa de Arnia Ost (Abb. 7, Pkt. 5), RW: 426.200,  
HW: 4.814.000

Die Turon- und Unter-Coniac-Abfolgen im Raum Liencres/Arnia liegen ca. 10 km westlich von Santander im Bereich der Ortschaften Liencres und Arnia (Abb. 7) auf der Nordflanke der erzgebirgisch streichenden Sinclinal de Santillana/San Roman, deren Achse im Golf von Biscaya ausstreicht. Die Schichten fallen ca. zwischen 80° und 65° nach SE ein und sind in den oben genannten Lokalitäten exzellent aufgeschlossen. Hier werden lediglich die westlichste Lokalität Ensenada de Madero (Abb. 8; Taf. 9, Abb. 3; Taf. 10, Abb. 1-4); Playa Portio und benachbarte Profile (Abb. 9, 12-14; Taf. 9, Abb. 2, Abb. 5,





Abb. 6) (mittlere Position) und der östlichste Aufschluß Playa de Arnia (Abb. 10; Abb. 12-14; Taf. 9, Abb. 1) vorgestellt. Erstmals wurden Aufschlüsse dieses Gebietes von LAMBERT (1920, 1921, 1922a, 1922b) erwähnt, der die Echiniden-Fauna bearbeitete. MENGAUD (1920) wußte um die Aufschlüsse im Raum Liencres, besuchte sie, sich auf LAMBERT (1920, 1921, 1922a, 1922b) beziehend, jedoch nie selbst. Eine Diplomarbeit von THEUERKAUFF (1987) behandelte u. a. die Turon/Coniac-Folgen am Playa Portio. Von ebendort wurde von KÜCHLER und ERNST (1989) der Turon/Coniac-Grenzbereich beschrieben. WIESE (1992) bearbeitete im Rahmen einer Diplomarbeit an der FU Berlin die Sedimentologie, Bio-, Event- und Sequenzstratigraphie der Lokalitäten Madero (*kallesi*-Zone bis mittlere *neptunil/everianum*-AZ), Playa Cerrias (*kallesi*- bis *deformis*-Zone), Playa Portio (*kallesi*- bis *deformis*-Zone) und Playa de Arnia (*kallesi*- bis *deformis*-Zone). WILMSEN (1993) untersuchte die Alb bis Mittel-Cenoman-Abfolgen der Region. Der Grenzhartgrund zwischen Mittel-Cenoman und Mittel-Turon (Hartgrund 99 *sensu* THEUERKAUFF 1987) wurde hinsichtlich der Spongienfauna von REITNER (1989) beschrieben, daneben finden sich weitere Erwähnungen bei REITNER et al. (1995), WIESE & WILMSEN (1995) sowie WILMSEN (1996a, 1997b). In ihrer Beschreibung der oberkretazischen Abfolgen des Santander-Raumes stellen WILMSEN et al. (1996) den Raum Liencres als Standardprofil für das stratigraphische Intervall Ober-Alb bis Unter-Coniac (*deformis*-Zone) der Sinclinal de Santillana/San Roman vor (Megasequenz 1, 2 *sensu* WILMSEN et al. 1996). Die in dieser Arbeit behandelten Sedimente umfassen die Megasequenz 2 (vgl. Abb. 6). Daher soll zunächst dieses Standardprofil als Referenzprofil vorgestellt werden. Auf eine Einzelbeschreibung der Lokalitäten wurde ob der litho- und biofaziellen Gleichheit verzichtet, und alle Detailinformationen können den Profildarstellungen entnommen werden (Abb. 8-14). Die gesamte Abfolge bis ins Unter-Coniac erreicht hier eine Mächtigkeit von ca. 150 m (Arnia) bis 200 m (Liencres).

**3.1.1 DS Tu 2 (ca. 31-19 m): Beschreibung:** Nach einem Hiatus, der in der mittelcenomanen *Acanthoceras rhotomagense*-Zone einsetzt (vgl. WILMSEN et al. 1996, WILMSEN 1997b), beginnt die sedimentäre Überlieferung erst wieder mit dem mittelturonen *kallesi*-Event (WIESE 1995) (Abb. 8-10). Die andernorts überlieferte DS Tu 1 fehlt hier.

Das Event besteht hier lediglich aus einer ca. 15 cm mächtigen, glaukonitischen Kalkknollen-Lage (glaukonitischer, bioklastischer Wacke- bzw. Floatstone mit planktonischen und untergeordnet benthonischen Foraminiferen, Calcisphären, Echinodermen-, Gastropoden-, Bryozoen- und Austernschill, Rhaxen, Pigmentglaukonit und Hartgrundklasten; Taf. 13, Abb. 7). Da die beiden Index-Spezies *K. turoniense* und *R. kallesi* im basalen, von WIESE (1995) als (progradierenden) LST interpretierten Event einen Overlap zeigen, belegt die alleinige Präsenz von *R. kallesi* hier das Progradieren des LST auf das Liencres Hoch erst in der obersten *kallesi*-Zone. Die grauen, dickbankigen Calcisphären-Packstones des Schichtpakets 100 werden als oberster Bereich des TST interpretiert, dessen Top eine TS und somit einen drastischen Faziesumschwung markiert, der vermutlich die Grenze zwischen der *kallesi*- und *ornatissimum*-Zone darstellt. Mit dem Faziesumschwung geht das Einsetzen einer Calciturbiditfolge einher (Taf. 9, Abb. 1; Taf. 14, Abb. 1), deren laterale lithologische Unbeständigkeit Ausdruck engräumiger Faziesvarianz ist. Abgedeckt werden die Turbidite von einer Folge teils glaukonitischer Knollenkalke, in der sich das *R. ornatissimum*-Event befindet (Taf. 9, Abb. 3; Taf. 10, Abb. 1). Die intensive Penetration durch Ichnofauna und frühdiagenetische Zementation von *Thalassinoides*-Bauten, besonders am Top der Schichten, überprägen jedwede primäre Sedimentstrukturen. In den unteren Schichtbereichen jedoch können, besonders im frischen Bruch, ausgedehnte *Zoophycos*-Bauten beobachtet werden, deren horizontale und vertikale Spreiten bisweilen (durch die deutlichen Farbunterschiede zwischen verfülltem Bau und umliegenden Sediment) gut sichtbar sind und das Sediment im dm-Bereich durchwirken (Taf. 12, Abb. 6). Im angewitterten Zustand oder im losen Handstück können sie leicht mit primärer Schrägschichtung verwechselt werden. Der oberste Bereich der Sequenz wird von einer Calciturbidit-Einheit gebildet, deren Turbidite reine Mudstones darstellen und nur im angewitterten Zustande schwache primäre Schichtung erkennen lassen (Taf. 10, Abb. 3; Taf. 14, Abb. 6).

**Fauna:** Die *kallesi*-Zone nimmt nur ca. 1,8 m ein. Dabei konzentriert sich die Faunenführung (Abb. 11) auf den nur 15 cm mächtigen Knollenkalk (glaukonitischer, bioklastischer Wacke- bis Floatstone) des *R. kallesi*-Event, dessen Fauna von WIESE (1995, 1996a) beschrieben wurde. Die Makrofauna besteht aus *Romaniceras kallesi*



(ZAZVORKA) (Taf. 4, Abb. 8), *Pachydesmoceras linderi* (DE GROSSOUVRE) (Taf. 4, Abb. 2), *Mesopuzosia* cf. *indopacifica* (KOSSMAT), *Tetragonites epigonum* (KOSSMAT) (Taf. 4, Abb. 7), *Neoptychites cephalotus* (COURTILLER), *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) sp. (Taf. 2, Abb. 4), *Inoceramus* ex gr. *cuvierii/lamarcki* (Taf. 17, Abb. 2), *Micraster michelini* (AGASSIZ) (Taf. 18, Abb. 5, 6), *Cardiaster cretacea* (SORIGNET), *Hemiaster* (*Bolbaster*) *gauthieri* (PERON), *Discoides minimus* (AGASSIZ), *Orbirhynchia* sp., *Gibbithyrus* sp., *Scapanorhynchus*- und *Ptychodus*-Zähne, Bryozoen und Austernbruch. Darüber hinaus treten vereinzelt Bruchstücke von *Durania mortoni* (MANTELL) auf, einem radiolitiden Rudisten, dessen Verbreitungsraum bis in die boreale Mittelkreide Helgolands reicht (REITNER 1991).

Von ökologischem Interesse ist das massenhafte und nestartige Auftreten des holectypiden Echiniden *Conulus subrotundus* (MANTELL) (Taf. 9, Abb. 5; Taf. 18, Abb. 7, 8) im *kallesi*-Event und anderen Bereichen verminderter Sedimentation und Hartgrundbildung, da dies mit Erfahrungen aus der borealen Heimat der Art in Einklang steht: Dort tritt sie stets an beginnende Kondensation bis zur Hartgrundbildung hin gebunden auf und indiziert ein Environment verstärkter Wasserenergie in einer Tiefe bis maximal 70-80 m (pers. Mitt. G. ERNST, Berlin).

Die Fauna planktonischer Foraminiferen rekrutiert sich aus *Praeglobotruncana gibba* (KLAUS), *P. stephani* (GANDOLF) (Taf. 16, Abb. 1), *P. praehelvetica*, *H. helvetica* (Taf. 16, Abb. 4), *Whiteinella* sp., *Hedbergella* sp. und *Heterohelix* sp. Dem Top der Schicht 100 entstammt ein großer *Pachydesmoceras* sp. (50 cm Durchmesser).

Die *ornatissimum*-Zone reicht von Schicht 101 bis vermutlich in die Turbiditfolge unterhalb der SB Tu 3. Die Fossilführung ist an drei Häufigkeitsmaxima gebunden: Ein Bereich innerhalb der basalen Turbiditfolgen führt gehäuft *M. michelini*, *H. (B.) gauthieri* und *C. cretacea* (*Micraster michelini* marls). Jeweils ein Exemplar von *Eutrephoceras* sp., *Puzosia* (*Mesopuzosia*) sp. und *Romaniceras ornatissimum* (STOLICZKA) stammen von dort. Es folgt eine Kalkrippe mit zahlreichen aufgearbeiteten, zerdrückten *C. cretacea* (*Cardiaster* beds), *Gauthieria* sp. und *Teredo amphisboena*.

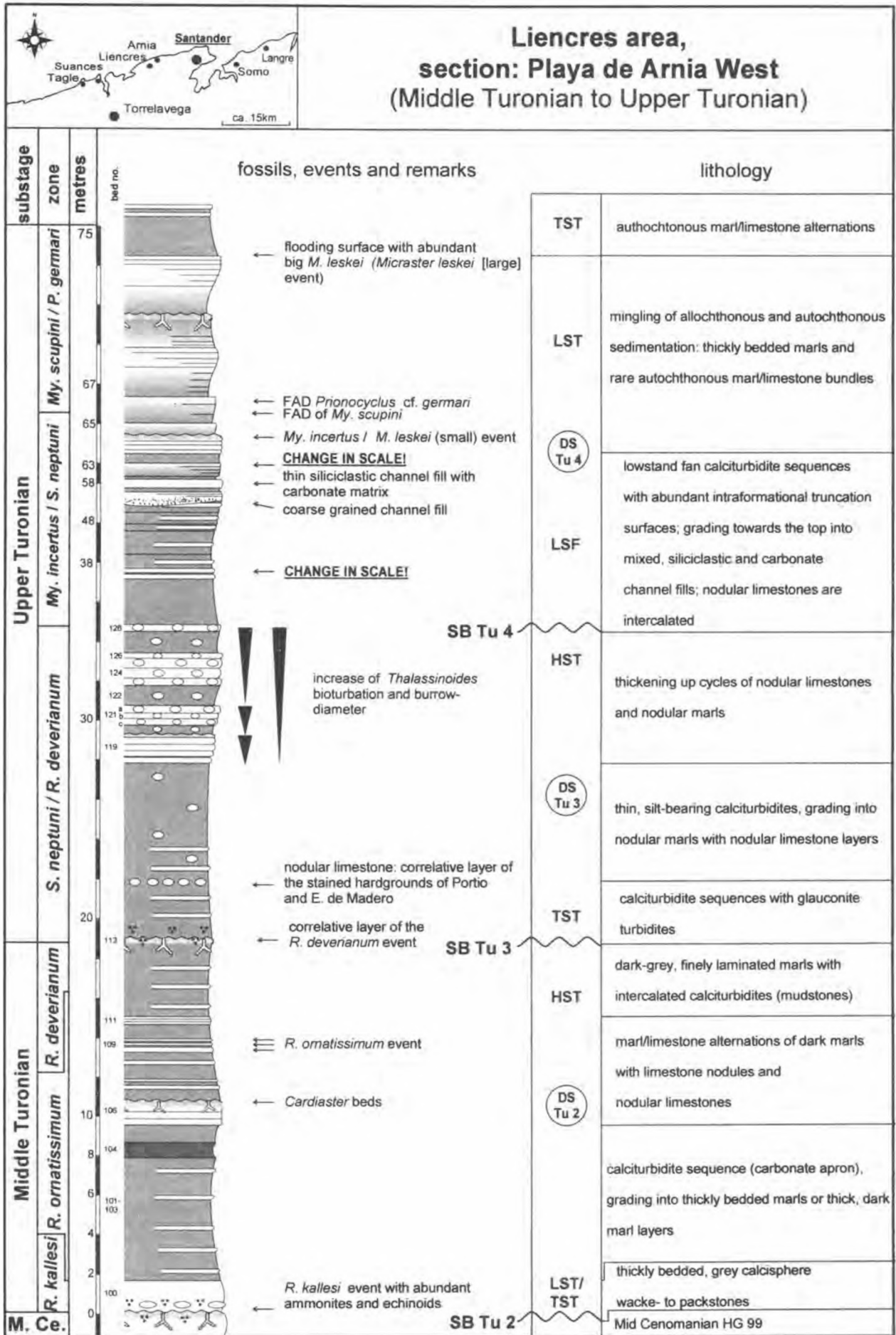
Das *R. ornatissimum*-Event markiert ein drittes Maximum mit dem Auftreten von *R. ornatissimum* (Taf. 4, Abb. 3, 4), *Pachydesmoceras denisonianum* (STOLICZKA), *Phylloceras* (*Hypophylloceras*), *Puzosia* (*Mesopuzosia* sp.), *Allocrioceras*

sp., *Eutrephoceras* sp., *H. (B.) gauthieri*, *M. michelini*, *Gauthieria* sp. und *D. minimus*. Die planktonische Foraminiferenfauna besteht aus *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA), *Dicarinella imbricata* (MORNOD), *D. stephani*, *Marginotruncana renzi* (GANDOLF), *M. ex gr. sigali/schneegansi*, *Whiteinella* und *Hedbergella* sp. *P. helvetica* hat in diesem Intervall ihr Häufigkeitsmaximum. Im oberen Teil der Sequenz treten erstmals Marginotruncanen auf (*M. pseudolinneiana*, Taf. 16, Abb. 5). Daneben beschreibt THEUERKAUFF (1987) (Bestimmung: M. LAMOLDA, Bilbao) aus Schlammproben *Dicarinella hilalensis* (BARR), *Dicarinella algeriana* (CARON) und *Marginotruncana* cf. *marianosi* (DOUGLAS).

Die in Tagle unterhalb der SB Tu 3 erkannte *deverianum*-Zone (Abb. 24) fällt vermutlich hier in die die DS Tu 2 abschließende Turbidit-Folge, kann jedoch faunistisch nicht nachgewiesen werden (WIESE 1996b).

**3.1.2 DS Tu 3 (ca. 28-15 m): Beschreibung:** Die Basis der Sequenz wird durch eine Folge allochthoner Sedimente (Turbiditsequenzen, Rinnenfüllungen, Debrite und Slumps) gebildet (Abb. 8-10). Die Turbiditsequenzen setzen sich aus Calciturbiditen und Glaukonit-Turbiditen zusammen. Letztere führen bis zu 20% Glaukonit, wobei es in Spurenfossilien stellenweise zu einer biogen induzierten Glaukonitanreicherung auf bis zu 40% kommen kann. Untergeordnet treten Bioklasten (benthonische Großforaminiferen, Echinodermenschill, planktonische Foraminiferen, Calcisphären) auf. Mikrofaziell extrem variabel, sind diese Gesteine als glaukonitischer, siltführender Wacke- bis Packstone bis karbonatisch zementierte, siltführende Glaukonitite anzusprechen.

Die Calciturbidite bestehen aus einem verhältnismäßig gut sortierten bioklastischen Wackestone mit teilweise noch erhaltener primärer Lamination. *Pithonella ovalis*, *Pithonella sphaerica* und Echinodermenschill bilden die Hauptbestandteile, daneben finden sich Filamente und Pelloide (Taf. 14, Abb. 2). Kleine, glaukonitische Rinnenkörper (Madero) führen teilweise massenhaft großwüchsige, lituolacee Großforaminiferen (Taf. 14, Abb. 4) und entziehen sich durch ihren bisweilen extrem hohen Siltgehalt der hier verwendeten Karbonatterminologie. Linsenförmige Debrite (siltige, bioklastische Wacke- bis Packstones) mit nur einer geringen lateralen



Erstreckung von max. 500-800 m können bis zu zwei Meter erosiv ins Liegende herabgreifen. Im distalen Profil von Arnia kommen an der Basis der DS Tu 3 Slumping-Erscheinungen in den Turbiditen vor. Zwischengeschaltet sind immer wieder Inselhartgründe mit ebenfalls nur geringer Ausdehnung, die lateral Knollenkalke übergehen. Offene Bautensysteme in den Hartgründen können bisweilen dicht mit Serpeln ausgekleidet sein. Die Oberflächen sind bisweilen von Austern inkrustiert und wurden von Einzel- und Stockkorallen als Biotop angenommen. Im Einklang mit der Lithologie steht auch hier das Auftreten des faziensensiblen *Comulus subrotundus*.

An der Basis der Einheit ist den Turbiditsequenzen das autochthone *Romaniceras deverianum*-Event zwischengeschaltet, das aus einem glaukonitischen, siltführenden Knollenkalk besteht (Taf. 10, Abb. 2; Taf. 13, Abb. 8) und zahlreiche Ammoniten und andere Invertebraten führt. In den distalen Profilen von Arnia nehmen die Debrite an Häufigkeit ab, und das *deverianum*-Event ist nur noch als geringmächtiger Hartgrund ausgebildet, der die Turbidite der liegenden Sequenz überlagert und angebohrte Fragmente derselben inkorporiert (Taf. 14, Abb. 5).

Die SB Tu 3 ist in sedimentologischer Hinsicht interessant: Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden treten Turbidite unterschiedlicher Zusammensetzung auf. Die dem HST der DS Tu 2 zugeordneten Calciturbidite bestehen aus reinen Mudstones (Taf. 10, Abb. 3; Taf. 14, Abb. 6). Diese entstammen möglicherweise einem sich im Süden befindlichen Hochgebiet (Cabuerniga-Hoch?, vgl. Kap. 5), von der während hohem Meeresspiegel bei erhöhter Karbonatproduktion vermutlich schon vorsortierte Schlämme als Turbidite ins Becken abgeführt wurden. Dieser Vorgang (Highstand Shedding), beschrieben u. a. von DROXLER & SCHLAGER (1985), HAAK & SCHLAGER (1989) und REIJMER et al. (1991), steht im Gegensatz zu den klassischen sequenzstratigraphischen Modellen, in denen Turbidite stets als einem "Lowstand Fan" zugehörig interpretiert werden.

Die hangenden Turbidite der basalen DS Tu 3 beinhalten flachermarine Organismen und Komponenten eines glaukonitisch/siliklastischen Liefergebietes nebst nur noch geringmächtigen Calciturbiditen - ein Tribut an die Produktivitätsabnahme auf der Plattform bei Regression. Beide Arten von Turbiditen sind streng getrennt, es

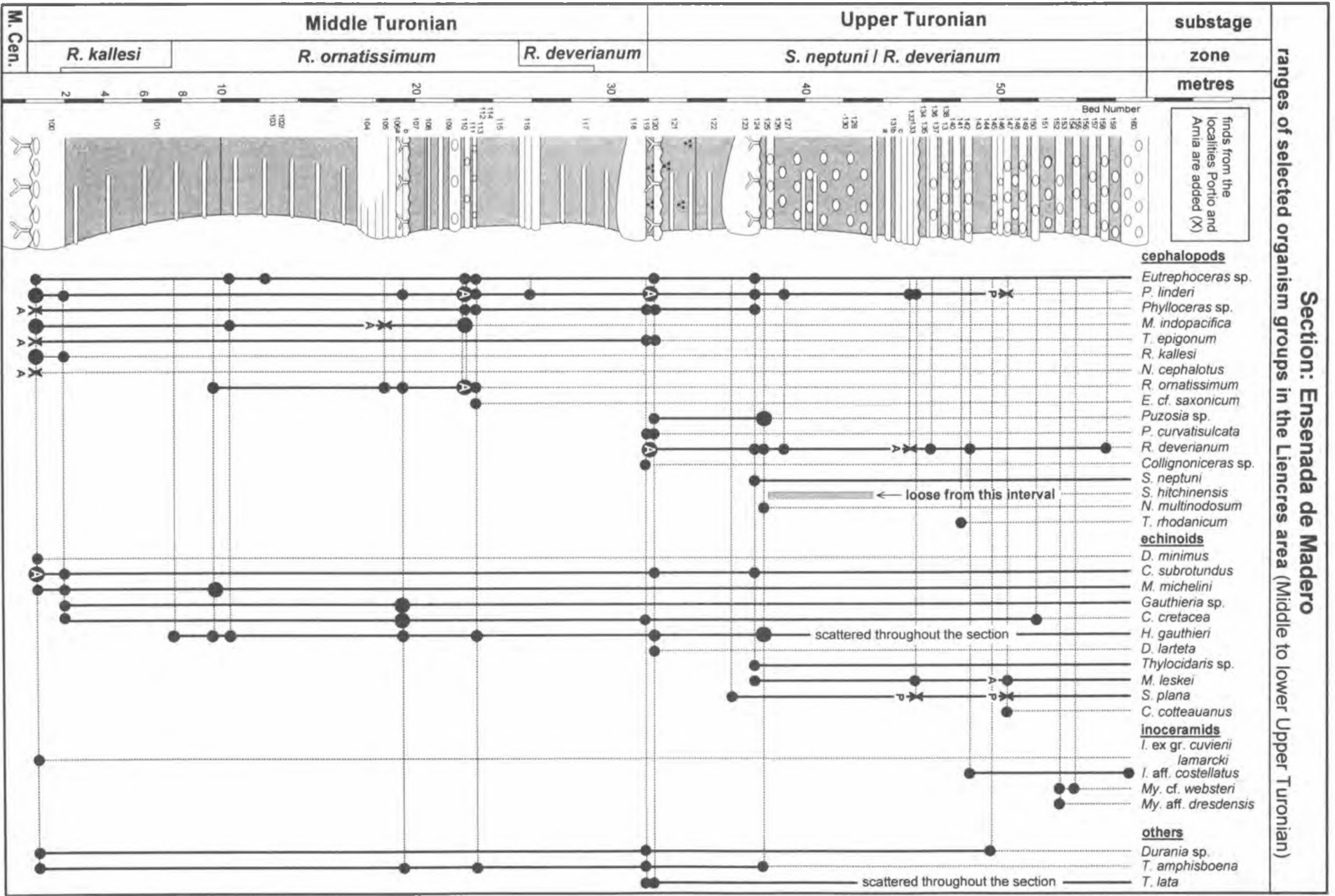
kommen keine Hybride vor. Daher wird dies als Beleg für zwei Liefergebiete gewertet, von denen einerseits Kalkschlamm, andererseits Glaukonit und grobe Bioklastika geschüttet wurden. Im Raum Arnia werden die HST- und LST/TST-Turbidite nur noch durch einen knolligen Hartgrund getrennt, der die Sequenzgrenze markiert. In noch distaleren Profilen könnte die Sequenzgrenze dann nur noch durch eine Mikrofaziesanalyse der Turbidite erkannt werden (vgl. u. a. DROXLER & SCHLAGER 1985, HAAK & SCHLAGER 1989, REIJMER et al. 1991, HERBIG & BENDER 1992, SCHLAGER et al. 1994).

Interessant ist die Position des *Romaniceras deverianum*-Events. Es markiert das weiteste Progradieren einer autochthonen Fazies ins Becken und überlagert Debrite, Turbidite und Slumps der "Lowstand Deposits" im Liegenden und wird seinerseits wiederum von Turbiditen überlagert. In der Lokalität Tagle (Abb. 24, Taf. 10, Abb. 6) setzt in diesem Intervall bereits die autochthone Sedimentation des TST ein. Daraus ergibt sich ein zeitgleiches Persistieren allochthoner und autochthoner Sedimente im TST.

Aus den LST-Turbiditen entwickelt sich zunächst langsam, unter stetiger Zunahme autochthoner Sedimentation eine mergelige Knollenkalkfazies, die zusammen mit Teilen der liegenden Turbidite als TST interpretiert wird. Sie besteht aus siltig-mergeligen Zwischenmitteln und dünnen *Thalassinoides*-Knollenlagen (siltführende, bioklastische Wacke- bis Packstones mit Calcisphären, Peloiden, planktonischen und benthonischen Foraminiferen, Spicula, Echinodermen-Bruch und vereinzelt Glaukonit), die gemäß den obigen Erklärungen ein eher distales Environment repräsentieren. Sie gehen in eine deutlich progradierende Knollenkalk-Zyklus des HST über, mit der die Zunahme von Bioklasten und Bankmächtigkeiten sowie der *Thalassinoides*-Knollen und deren Durchmesser einhergeht (Taf. 10, Abb. 4). Dementsprechend verändert sich die Mikrofazies der Knollenkalke zu siltführenden Wackestones mit Echinodermenschill, planktonischen und kalkschaligen wie agglutinierenden, benthonischen Foraminiferen und vereinzelt Glaukonit (Taf. 14, Abb. 7).

Anzumerken bleibt, daß in den distaleren Profilen die *Thalassinoides*-Knollen in Menge und Durchmesser deutlich abnehmen und dunkle, siltige Mergel überwiegen. Konnte in Madero in

Abb. 11: Reichweiten ausgewählter Fossilgruppen (Mittel- bis unteres Ober-Turon) im Raum Liencres/Arnia. Ob der sicheren Bank-für-Bank-Korrelation zwischen den Aufschlüssen wurden die Fossilfunde aus Arnia und Portio in das Standardprofil für diesen Zeitraum (Ensenada de Madero) integriert.



Section: Ensenada de Madero  
ranges of selected organism groups in the Liencres area (Middle to lower Upper Turonian)



den basalen Teilen des TST noch zyklische Sedimentation erkannt werden, so ist dies in Arnia nicht mehr der Fall (vgl. Abb. 8-10).

**Fauna:** Obwohl *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ) erst am Top des Debrits 123 in Madero einsetzt (Abb. 8; 11; Taf. 5, Abb. 8), kann das *Romaniceras deverianum*-Event im Analschluß zur Situation in Westfalen und England bereits als zur *neptuni*-Zone gehörig interpretiert werden (vgl. Kapitel 6.3 & 7.5).

Die Fauna des *Romaniceras deverianum*-Events besteht aus häufig auftretenden, wenn auch generell deprimierend schlecht erhaltenen Ammonshörnern [*Romaniceras deverianum* (D'ORBIGNY), Taf. 5, Abb. 1; *Tetragonites epigonum*; *Puzosia* (*Mesopuzosia*) aff. *curvatisulcata* (CHATWIN & WITHERS); *Collignoniceras woollgari* (MANTELL), Taf. 6, Abb. 4, 5; *Pachydesmoceras linderi*, *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) sp., *Puzosia* (*Mesopuzosia*) sp.], Echiniden [*Micraster* aff. *M. leskei* (DESMOULINS), *Discoidea larteta*, *Conulus subrotundus*, *Cardiaster cretacea*, *H. (B.) gauthieri*], *Spondylus spinosus* (SOWERBY), *Terebratulina lata* und kleinwüchsigen Solitärkorallen sowie Echinodermenbruch (Crinoiden, Seesterne). Daneben markiert das Event das LAD von *H. helvetica* sowie das erste Massenaufreten doppelkieliger Marginotruncanen [*Marginotruncana coronata* (BOLLI), Taf. 16, Abb. 5, 7; *Marginotruncana tarfayensis* (LEHMANN), *M. pseudolinneiana*]. Weiterhin treten *Dicarinella imbricata*, *D. hagni*, *Marginotruncana sigali*, *Whiteinella* sp., *Hedbergella* sp. sowie *Heterohelix* sp. auf.

Oberhalb des Events nimmt die Fossilführung zunächst merklich ab. *Neocrioceras multinodosum* (SCHLÜTER) (Taf. 5, Abb. 5), *Tongoborycers rhodanicum* (ROMAN & MAZARAN) und *Tetragonites epigonum* (Taf. 5, Abb. 3, 4) treten, wenn auch selten, auf. Der erste *Subprionocyclus neptuni* stammt vom Top der Schicht 123 aus Madero (Taf. 5, Abb. 8). Bruchstücke von *R. deverianum* (Taf. 5, Abb. 6, 7) kommen bis Schicht 160 immer wieder vor. *Subprionocyclus hitchinensis* (BILLINGHURST) (Taf. 5, Abb. 8) liegt als unhorizontierter Einzelfund aus einem Intervall zwischen Schicht 123 und 160 (Ensenada de Madero) vor.

Mit dem progradierenden HST nimmt die Fauna wieder merklich zu, wobei besonders die Echiniden dominieren. Kleinwüchsige *Sternotaxis plana* (MANTELL), erstmals aus Schicht 123 (Ensenada de Madero) nachgewiesen, stellen sich, meist nur

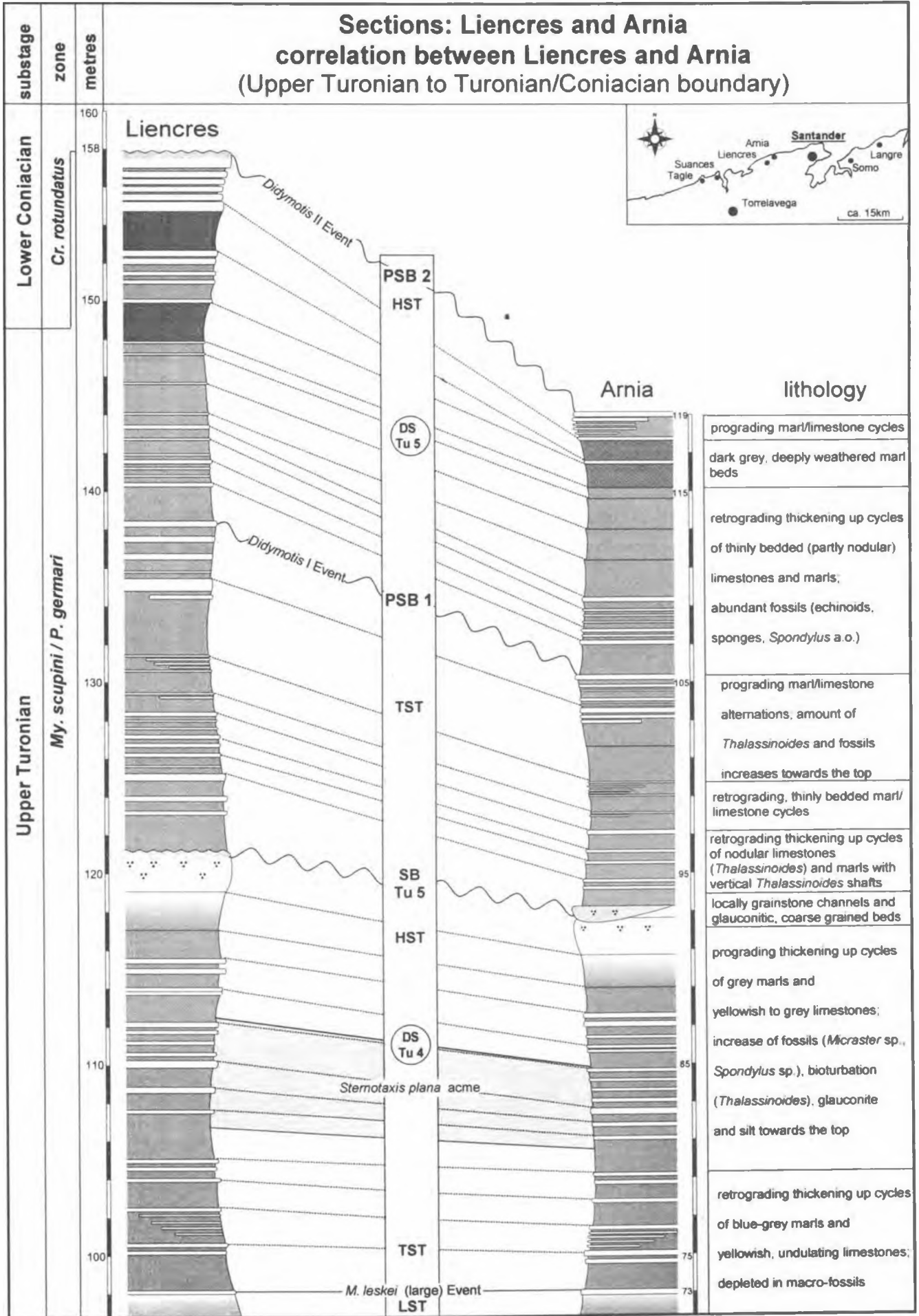
fragmentarisch erhalten, im Bereich der Schichtnummern 135-137 häufiger ein. Daneben kommen *Cardiaster cotteauanus* (D'ORBIGNY), *Micraster leskei* und *Cardiaster cretacea* vor. *Hemiaster (B.) gauthieri* ist in der gesamten Abfolge anzutreffen.

Inoceramen sind selten. Dem HST der Sequenz entstammen je ein Exemplar von *Inoceramus* ex. gr. *costellatus* WOODS, *I.* aff. *dresdensis* TRÖGER und *I. websteri* (*sensu* WOODS non MANTELL). Darüber hinaus treten vereinzelt nicht bestimmte mytiloide Inoceramen auf (*Mytiloides* sp. nov.?, Taf. 17, Abb. 5).

Die planktonische Foraminiferenfauna entspricht der des *Romaniceras deverianum*-Events weitgehend und indiziert die *sigali/schneegansi/pseudolinneiana/coronata*-AZ.

**3.1.3 DS Tu 4 (ca. 84-55 m): Beschreibung:** Mit scharfem Kontakt und einem lithologischen Umschwung gleichermaßen, setzen oberhalb der SB Tu 4 die Allochthonite eines LSF ein. Dieser bildet einen linsenförmigen Körper aus und schwankt in seiner Mächtigkeit innerhalb eines Kilometers zwischen 22 m in Cerrias, 56 m in Portio und 23 m in Arnia (Abb. 9, 10). Er setzt sich aus individuellen Calciturbidit-Fächern und Rinnenkörpern mit zwischengeschalteten Knollenkalken zusammen. Einzelne Fächer sind durch intraformationelle Diskontinuitäten ("Intraformational Truncation Surfaces) voneinander getrennt. Bestehende Rinnen können passiv durch kontinuierliche Schüttungen verfüllt werden (Taf. 11, Abb. 1). Die Einzelschüttungen haben nur eine geringe laterale Ausdehnung bis ca. 500 m. In der Regel zeigen sie intensive post-Event-Bioturbation, die von der Schichtoberseite ins Liegende herabgreift oder schichtparallel verläuft (Taf. 12, Abb. 2). *Scolicia* sp., *Asterosoma* sp. wie auch andere schichtparallele Foodichnia und Pasichnia können die Schichtflächen dicht bedecken und sind im Arbeitsgebiet generell signifikant für eine durch allochthone Schüttungen beeinflusste Fazies (Taf. 12, Abb. 5). Mikrofazial repräsentieren die bis zu 5 cm mächtigen Calciturbidite bioklastische Wacke- bis Packstones und schwach bioklastische Mudstones. Sie bestehen aus bis zu 10 % Silt, Calcisphären, Peloiden, planktonischen und benthonischen Foraminiferen sowie Echinodermenbruch. Die Sortierung ist meist gut. In Bauten kann es zu einer biogen induzierten Anreicherung größerer Bioklastikas

## Sections: Liencres and Arnia correlation between Liencres and Arnia (Upper Turonian to Turonian/Coniacian boundary)





kommen. Bisweilen kann eine schwache Lamination erkannt werden. Gradierte Schichtung ist kaum zu beobachten. Sedimentologisch entsprechen diese Turbidite somit "base cut out"-Turbiditen *sensu* MULLINS & COOK (1986), die den distalen Bereich von Fächern repräsentieren. Die Stapelungsmuster der Turbidite zeigen, sich oftmals wiederholende, kleinmaßstäbige "thickening up"-Zyklen und untergeordnet "thinning up"-Entwicklungen, die ebenfalls für den distalen Bereich von Turbiditfächern (Lower Fan) ein typisches Erscheinungsbild sind (WALKER 1978) und somit mit der lithologischen Ausbildung harmonieren.

Die im oberen Teil des LSF auftretenden Rinnenkomplexe bestehen aus zahlreichen, bisweilen gradierten und in BOUMA-Sequenzen gliederbare Einzelschüttungen (z. T. mit konvoluter Lamination), auf deren Schichtoberflächen Rippelmarken auftreten. Mikrofaziell repräsentieren die schlecht sortierten Schüttungen die proximale Fauna einer Foramol-dominierten Karbonatrampe. Neben einer arten- und individuenreichen benthonischen Foraminiferenassoziation ist Austern- und Inoceramenbruch häufig. Daneben finden sich planktonische Foraminiferen, Calcisphären oder Echinodermenbruch sowie Gastropoden, Bryozoen, Crustaceen, Ostracoden und Dasycladaceen (schlecht sortierte bioklastische Wacke- bis Packstones). Geringer mächtige Einzelschüttungen sind deutlich besser sortiert und repräsentieren Foraminiferen-Wackestones (vgl. Taf. 15, Abb. 2, 3).

Die Rinnensequenzen setzen sich aus Einzelschüttungen zusammen, die prinzipiell ein retrogrades Stapelungsmuster (thinning up) zeigen und ob dieser Sedimentgeometrie als Rinnenfüllungen von Suprafan-Loben des Mittleren Fans interpretiert werden (Suprafan lobes on mid-fan: channeled portion of suprafan lobes, vgl. WALKER 1978).

Im Gesamtkontext kann gezeigt werden, daß der LSF ein progradierendes System repräsentiert. Ob der nur geringen Ausdehnung individueller Fächer und dem verschachtelten Stapelungsmuster gemahnt die Sedimentarchitektur an die eines "carbonate apron" (MULLINS & COOK 1986). Als Besonderheit kommt in Arnia eine geringmächtige, lateral nicht aushaltende Rinnenfüllung aus einem wohl sortierten, karbonatisch zementierten Sand vor, der vermutlich ebenfalls das Persistieren eines zweiten Liefergebietes anzeigt.

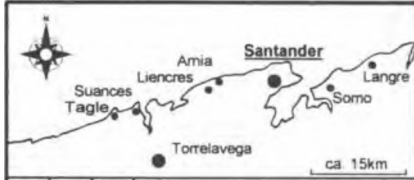
In dem vergleichsweise proximaleren Profil von Portio wird der LSF von autochthonen, dick-

bankigen Calcisphären-Packstones des LST (Taf. 15, Abb. 6) mit scharfem Kontakt überlagert. In Arnia dagegen finden sich in diesem Intervall noch ITS, Schüttungen und Hartgründe; jedoch beginnt sich in diesem Niveau, die autochthone Sedimentation durchzusetzen (Taf. 11, Abb. 2). In diesem Bereich entwickelt sich das *My. incertus/M. leskei* (klein)-Event.

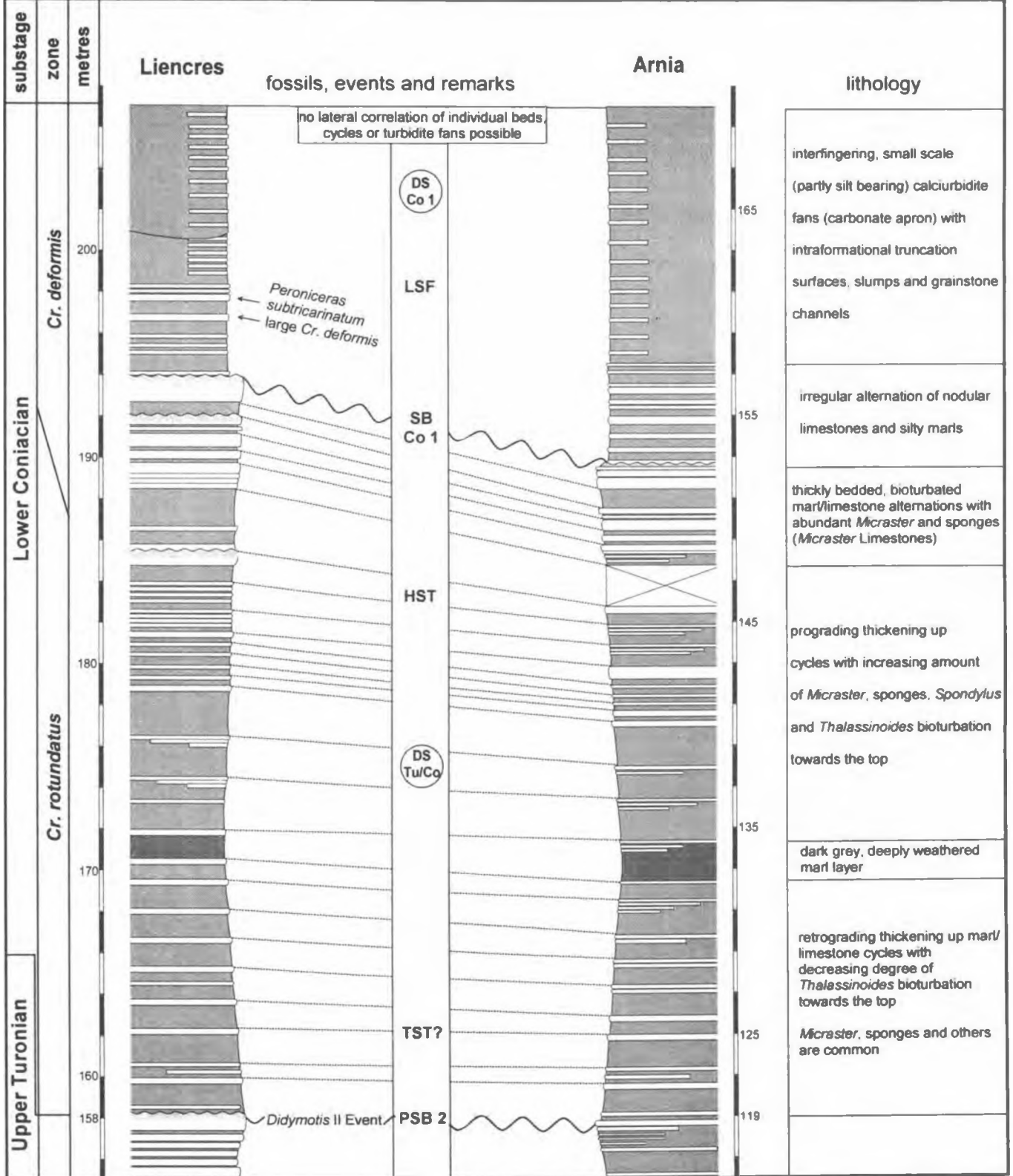
Mit einer TS, die gleichzeitig das *M. leskei* (groß)-Event markiert, setzt der TST ein. Dies geht einher mit dem Aussetzen der allochthonen Sedimentation (Taf. 11, Abb. 2, 3). Der TST und HST bestehen aus einer Folge von Kalk/Mergel-Zyklen (Dachbank-Zyklen), in denen die Mergel dominieren. Die Einzelzyklen sind zwischen Portio und Arnia lateral leicht korrelierbar (Abb. 12, 13). Das Stapelungsmuster ist zunächst retrograd, später prograd (Taf. 11, Abb. 3). Der "inflection point" wird durch einen Bereich maximaler Mergelführung markiert, der gleichzeitig der MFZ entspricht. Als Besonderheit treten hier Gipskristall-Aggregate auf, die einen Durchmesser bis zu 20 cm erreichen können.

Aus den Calcisphären-Packstones des LST entwickeln sich Calcisphären-Wackestones des TST, in denen andere Komponenten als Calcisphären nur sehr untergeordnet auftreten. Vom "inflection point" an nimmt der Gehalt an Bioklasten, Glaukonit und Silt zur Sequenzgrenze hin wieder kontinuierlich zu. Dies kulminiert in einem dickbankig verwitternden, bioklastischen Wacke- bis Packstone (Calcisphären, Bryozoen, Bivalven, eine artenreiche benthonische Foraminiferenfauna, Echinodermenschill, Silt, Glaukonit), der stellenweise eine pseudosparitische Matrix aufweist. Er markiert den obersten Teil des HST und mit seinem Top die Sequenzgrenze.

**Fauna:** Die Turbiditsequenzen und Rinnenfüllungen sind mit Ausnahme der Knollenkalke arm an Makrofossilien. Den Mergeln entstammen kleine *Hemiaster (B.) gauthieri* und *Micraster michelini*, deren Auftreten dort im Einklang mit dem Vorkommen des Ichnogenus *Scolicia* sp. steht, das auf irreguläre Echiniden zurückgeführt wird. Sind die grobklastischen Schüttungen aus den Rinnenkomplexen jedoch gut angewittert, so finden sich zahlreiche kleine Austern. In den Knollenlagen des oberen Teils des LSF treten *Mytiloides incertus* (JIMBO), kleinwüchsige *Micraster leskei* und *Spondylus spinosus* häufig auf. *Subprionocyclus neptuni* ist durch ein einzelnes Bruchstück nachgewiesen.



## Sections: Liencres and Arnia correlation between Arnia and Liencres (Turonian/Coniacian boundary to Lower Coniacian)



Im LST der Sequenz finden sich zwei wichtige Markerhorizonte. Das *Mytiloides incertus/Micraster leskei* (klein)-Event im unteren Bereich des LST führt abundant *Mytiloides incertus* (Taf. 17, Abb. 7) und kleine *Micraster leskei* (Taf. 19, Abb. 7, 8). Seltener ist *Spondylus spinosus*. Daneben fanden sich *Eutrephoceras* sp. sowie schlecht erhaltene Fragmente eines puzosiiden Ammonshornes, bei dem es sich möglicherweise um *Tongoboryceras* aff. *rhodanicum* (oder die pazifischen Form *Jimboiceras* sp.) handelt. In Richtung Arnia entwickelt sich aus dem Event ein Hartgrund, in dessen Gefolge sich wieder die für diese Lithologie faziestypischen *Conulus subrotundus* einstellen. Dieses Event markiert gleichzeitig das FAD einer planktonischen Foraminifere, die bereits als *Dicarinella* aff. *primitiva* (DALBIEZ) angesprochen werden kann.

Im oberen Teil des LST tritt *Mytiloides scupini* (HEINZ) (Taf. 17, Abb. 6) mit *Mytiloides incertus*, großen *Micraster leskei* (Taf. 19, Abb. 5, 6), *Spondylus spinosus*, *Prionocyclus* cf. *germari* (REUSS) (Taf. 7, Abb. 4), *Coilopoceras requienianum* (D'ORBIGNY) und *Eubostriochoceras saxonicum* (SCHLÜTER) auf. Diese Fauna markiert den Übergang zur *scupini/germari*-AZ.

Die TS markiert gleichzeitig ein Häufigkeitsmaximum großwüchsiger *Micraster leskei* zusammen mit kleinen *Micraster leskei*, *Spondylus spinosus* und *Mytiloides scupini* [*M. leskei* (groß)-Event]. Dicht darüber treten die ersten echten *Micraster* der *Micraster praecursor/cortestudinarium*-Linie auf (Taf. 19, Abb. 1, 2). Im mittleren Teil der Sequenz, der im weitesten Sinne das Intervall um die MFZ beinhaltet, kommt es zu einem Massenaufreten von *Sternotaxis plana* (Taf. 19, Abb. 3, 4), dem *Sternotaxis plana*-Event. Untergeordnet kommt *Micraster* ex. gr. *praecursor/cortestudinarium* vor. Bis zur SB Tu 5 ist die Fossilführung jedoch eher gering.

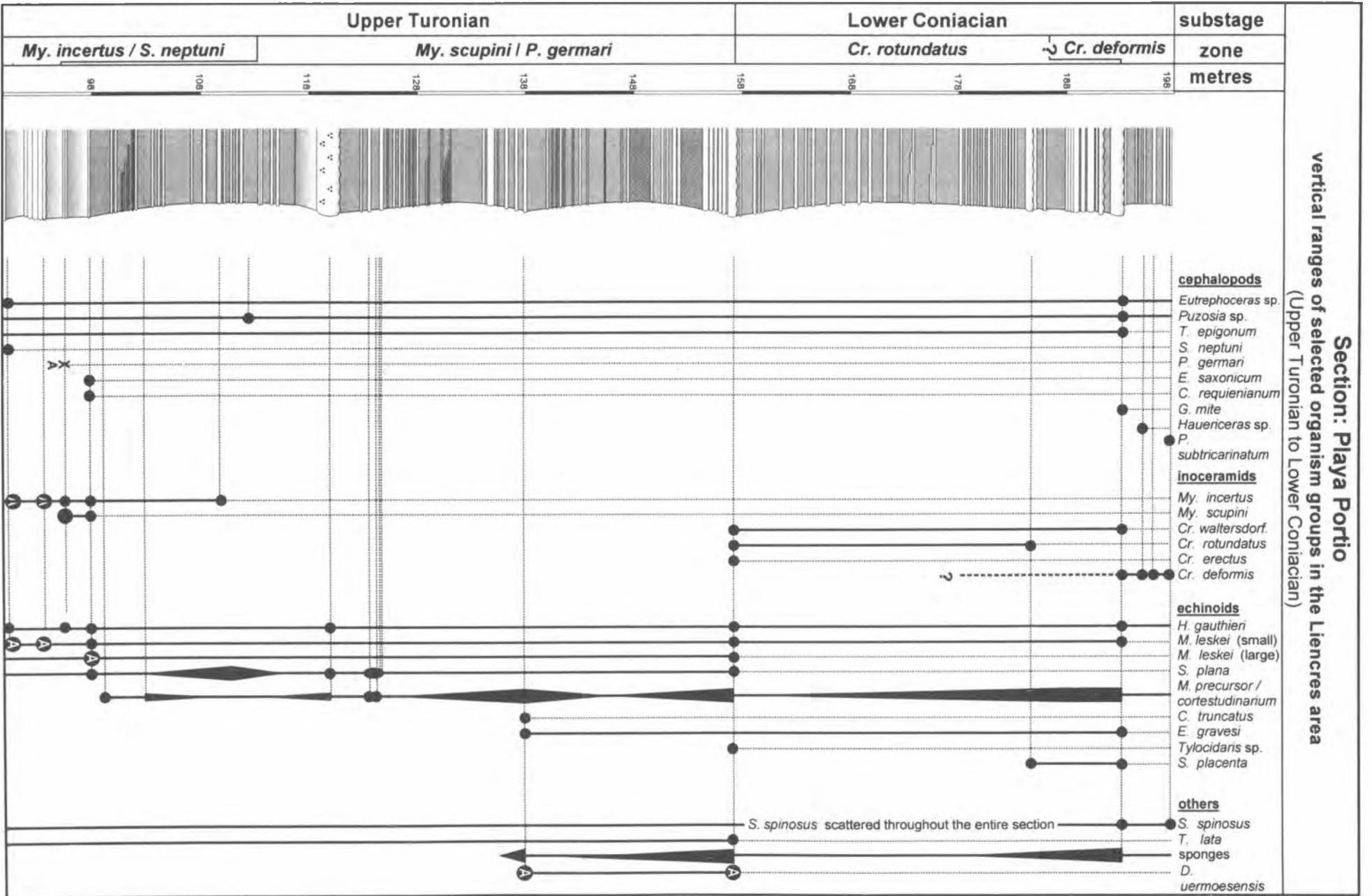
Die planktonische Foraminiferenassoziation besteht aus *Marginotruncana tricarinata* (QUEREAU) (Taf. 16, Abb. 6), *M. coronata*, *M. pseudolinneiana*, *M. marginata*, *M. renzi*, *Dicarinella primitiva*, und Heteroheliciden. THEURKAUFF (1987) erwähnt zusätzlich *M. fungicamerata* (MATIROSIAN) und *M. paraconcavata* (PORTHAULT).

**3.1.4 DS Tu/Co (98-62 m): Beschreibung:** Die SB Tu 5 wird durch einen deutlichen Faziesprung zu glaukonitischer und z. T. allochthoner Sedimen-

tation geprägt. In Portio ist dieser Bereich durch einen bioklastischen Wackestone gekennzeichnet, der sich aus Inoceramen-, Austern- und Echinodermendebris zusammensetzt. Daneben finden sich agglutinierendes und kalkschaliges Benthos, Calcisphären, hexactinellide Spongien, Glaukonit und Silt. Letztere beiden können in Bauten bis auf 10 % angereichert sein können.

In Arnia schneidet sich die mehrphasig verfüllte Rinne eines kleinen LSF mit einer Mächtigkeit von bis zu 150 cm ins Liegende ein. Sie repräsentiert mikrofaziell die Lebewelt der nicht aufgeschlossenen proximalen Rampe. So finden sich häufig Bryozoen, kalkschaliges (besonders miliolide Formen) und agglutinierendes Benthos, Inoceramen- und Austernschill, Ostracoden, Gastropoden, Serpeln, Seeigelstachen und stark korrodierter, glaukonitisierter Echinodermenschill sowie mikritisierte Intraklasten, Glaukonit und Silt in den eher "proximaleren" Schüttungen, die der BOUMA-Sequenz A oder B zuzuordnen sind. Dünnbankigere Schüttungen sind deutlich besser sortiert und repräsentieren Foraminiferen-Wackestones mit einer pseudosparitischen Matrix. (Taf. 15, Abb. 5).

Der weitere Verlauf der Sequenz ist durch autochthone Kalk/Mergel-Zyklen (Dachbank-Zyklen) geprägt (Taf. 11, Abb. 5), die nahezu Bank für Bank zwischen Portio/Cerrias und Arnia korrelierbar sind. Innerhalb eines Dachbank-Zyklus geht eine generelle Zunahme des Silt- und Bioklasten-Anteils mit der "thickening up"-Entwicklung einher, und so führen die Dachbänke stets mehr Silt und Bioklasten, bzw. mehr Makrofossilien als die Zyklen-Basis. Dem gemäß variiert die Mikrofazies der beteiligten Kalkbänke zwischen bioklastischen oder schwach bioklastischen Wackestones an der Grenze zu Mudstones an einer Zyklus-Basis und Calcisphären-Wacke- oder Packstones mit Silt, Calcisphären, planktonischen Foraminiferen und Echinodermenbruch, untergeordnet benthonischen Foraminiferen und Spicula am Top eines solchen. Makroskopisch lassen sich drei Parasequenzen ausgrenzen. Jede einzelne der Parasequenzen ist zunächst retrograd. Eine markante, dunkle Mergelfuge bildet den inflection point zu progradem Stapelungsmuster der Kleinzyklen (Taf. 11, Abb. 6). Der übergeordnete Trend bis zum "inflection point" zwischen dem *Didymotis* I und *Didymotis* II-Event ist retrograd. Danach progradiert das System und kulminiert in den *Micraster*-Kalken (Taf. 11, Abb. 8). Die ruhige, zyklische Sedimentation spiegelt sich



**Section: Playa Portio**  
 vertical ranges of selected organism groups in the Liencres area  
 (Upper Turonian to Lower Coniacian)

in der mikrofaziellen Entwicklung der Parasequenzen wider. Die basalen Schichten stellen graue, dickbankige Calcisphären-Packstones (Calcisphären, Silt, untergeordnet planktonische und benthonische Foraminiferen, Spicula) dar. Bis zum "inflection point" nimmt der Calcisphären-, Silt-, Glaukonit- und Fossilgehalt der Zyklus-Dachbänke kontinuierlich ab, und die Sortierung wird besser. Im prograden Teil der Einheit nimmt der Anteil von Bioklasten, Silt und Glaukonit progressiv bei gleichzeitigem Anstieg der Korngröße zu. Dies kulminiert in einem siltführenden, bioklastischen Wacke- bis Packstone (*Micraster* Limestones), bestehend aus benthonischen und planktonischen Foraminiferen, hexactinelliden Spongien, Echinodermenschill (Echiniden, Seesterne), Bivalvenbruch, Silt und Glaukonit. Zunehmende Proximalität und Wasserenergie drücken sich auch durch den Erhaltungszustand und postmortalen Bewuchs aus: An der Basis der Sequenz sind die *Micraster* meist vollständig, unzerdrückt und wenig bewachsen. Ins Hangende nimmt der Grad an Umbettung und Zerstörung merklich zu. Einher damit geht ein, an vielen Individuen erkennbarer, vielphasiger Bewuchs (*Dimyodon* sp., Bryozoen, Serpeln, Crinoiden) sowie verstärkte Bioerosion (Taf. 19, Abb. 1, 2).

Im lateralen Vergleich einer definierten Kalkbank zwischen Cerrias und Arnia nimmt die Silt-, Glaukonit- und Bioklastenführung in den distalen Teilen (Arnia) ab, so daß ein siltführender, bioklastischer Packstone in Playa de Portio bei gleichzeitiger Korngrößenabnahme und besserer Sortierung nach Arnia in einen bioklastischen Wackestone übergehen kann.

Parallel dazu verhält sich die Bioturbation: Im retrograden Trend nimmt die Präsenz von *Thalassinoides* bei gleichzeitiger Verringerung der Bautendurchmesser und zunehmender Dominanz von *Zoophycos* und *Chondrites* ab. Umgekehrt nehmen im prograden Teil die *Thalassinoides*-Bauten deutlich zu, und es kommt in den hangenden Profilteilen zur Ausbildung von Knollenkalken. Dies gilt auch innerhalb eines Zyklus, dessen Basis stets verhältnismäßig arm an *Thalassinoides*-Bauten ist, während sie zum Top wieder zunehmen. Die Wühltätigkeit *Thalassinoides* generierender Organismen nimmt innerhalb einer Bank ins Beckeninnere (Arnia) ab. Die Veränderung sowohl der Lithologie als auch der Ichnofazies in der Lateralen findet stets ihre Entsprechung in der Vertikalen und ist somit ein lehrbuchhaftes Beispiel für die WALTHER'sche Faziesregel. Die SB Co 1 wird durch das plötzliche Einsetzen einer Calciturbiditsequenz mit einge-

schalteten Rinnenfüllungen markiert (Abb.13; Taf. 11, Abb. 7; Taf. 15, Abb. 1)

**Fauna:** Echiniden sind prinzipiell häufig, wenn auch die Artenvielfalt gegenüber den liegenden Abfolgen deutlich reduziert ist (Abb. 14). Die Fauna wird durch *Micraster* der *praecursor/cortestudinarium*-Linie dominiert. Dies kulminiert in dem Massenvorkommen von *Micraster* in den *Micraster*-Kalken des späten HST.

In den liegenden Sequenzteilen zeigt die Echinidenverteilung ein recht deutliches Muster. Typisch ist das Auftreten von *Sternotaxis plana* bevorzugt an der mergeligen Basis der thickening up-Zyklen. Im weiteren Verlauf der Parasequenz 1 von DS Tu/Co wird diese Form von *Micraster* ex gr. *praecursor/cortestudinarium* verdrängt, die nun aus den Mergeln heraus zunehmend die kalkigen Dachbänke der thickening-up-Zyklen als Biotop entdecken. Dieses regelhafte Auftreten zeigt, daß die moderen *Micraster* zunächst distale Environments bevorzugten und erst später in proximalere Beckenbereiche vordrangen. Die hier beobachtete Entwicklung ist identisch mit der Entwicklung der *Micraster*-Reihe in Niedersachsen.

Mit zunehmender Progradation und damit relativer Proximalität (später HST) nimmt die gesamte Makrofauna zu. Hexactinellide Spongien, *Micraster cortestudinarium*, *Cardiaster truncatus* (GOLDFUSS), *Sternotaxis placenta* (AGASSIZ), *Echinocorys gravesi* (DESOR) (Taf. 18, Abb. 1, 2), *Hemiaster* (B.) *gauthieri*, *Thylocidaris* sp., *Terebratulina lata* und *Spondylus spinosus* treten auf. Zunächst an die *Didymotis* I & II-Events gebunden (vgl. Kap. 7.9), kommt *Cremnoceramus waltersdorfensis* (Taf. 17, Abb. 8), *Cr. rotundatus* (sensu TRÖGER non FIEGE), *Cr. erectus* MEEK und später bisweilen großwüchsige *Cr. deformis* MEEK im hangenden Profilteil vor. Jedoch sind sie meist fragmentarisch und schlecht erhalten. *Didymotis costatus* (FRITSCH) (Taf. 17, Abb. 9, 10) tritt in den *Didymotis* I & II-Events abundant auf, kommt jedoch vereinzelt auch dazwischen vor. Ammoniten sind extrem selten und kommen nur im obersten Teil dieser Einheit vor [*Peroniceras subtricarinarium* (D'ORBIGNY), Taf. 7, Abb. 3; *Puzosia* (*Mesopuzosia*) cf. *muelleri* (DE GROSSOUVRE); *Gaudryceras mite* (HAUER); *Hauericeras* (*Gardeniceras*) cf. *lagarum* (REDTENBACHER); *T. epigonum*].

Planktonische Foraminiferen treten untergeordnet auf. Ihre Fauna besteht aus *Marginotruncana sinuosa* PORTHAULT, *M. pseudolinneiana*, *M. imbricata*, *M. tarfayensis*, *M. tricarinata*, *D. primitiva*, *D. concavata* und *Heterohelix* sp.

### 3.2 Langre

#### Küstenaufschlüsse nördlich Langre (RW: 444.000, HW: 4.814.050)

Das bearbeitete Küstenprofil liegt nordwestlich des Dorfes Langre am Playa de Langre (Abb. 15) im Muldenkern der Sinclinal de Langre und wird im Westen durch eine Abschiebung begrenzt, an der Santon neben Turon zu liegen kommt. Die Schichten liegen nahezu söhlig. Da östlich der Rio Miera-Flexur gelegen, gehört der Ablagerungsraum tektonisch bereits dem BKB an.

Die aufgeschlossene Schichtenfolge umfaßt, nach einem Hiatus vom Ober-Cenoman bis ins Unter-Turon (Taf. 8, Abb. 1), das Intervall von DS Tu 1 [nodosoides-Zone (?)] bis vermutlich in den basalen Teil der DS Tu 3 (deverianum-Zone des

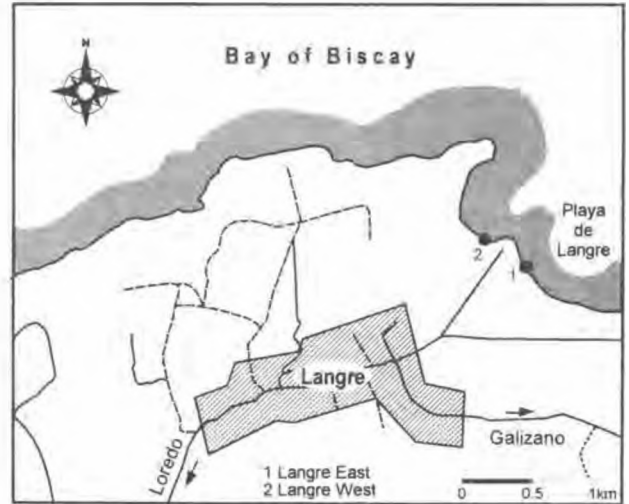


Abb. 15: Lage der Profile im Raum Langre.

obersten Mittel-Turon, Abb. 16-18). Nur im Kliffbereich aufgeschlossen und somit nicht

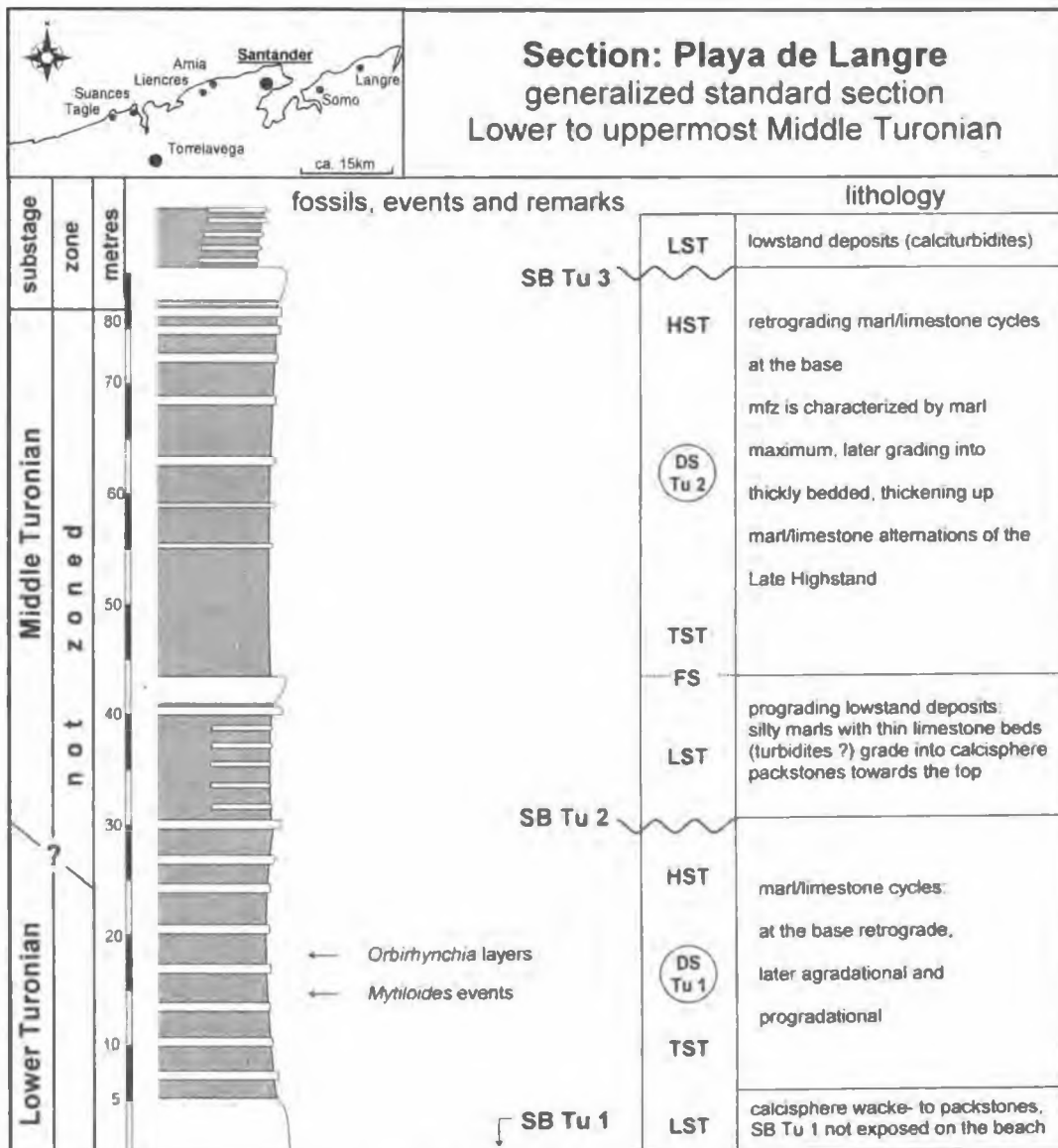


Abb. 16: Schematisierte Übersicht über die an den Playas de Langre aufgeschlossenen turonen Abfolgen (Unter- bis oberstes Mittel-Turon).



zugänglich (Taf. 8, Abb. 2), konnten die obersten Profilmeter weder aufgenommen noch beprobt werden. Die in den Profilen angegebenen Mächtigkeiten sind daher zum Teil geschätzt. Aus einem losen Block, der ob seines Habitus sicher dem obersten, nicht zugänglichen Aufschlußbereich, entstammt, wurde eine Probe für eine foraminiferenstratigraphische Einstufung entnommen.

Die gesamte Folge ist durch mehr oder minder zyklische Kalk/Mergel-Wechselfolgen dominiert (Taf. 8, Abb. 1-3), unterbrochen von Intervallen mit stärkerer Mergelführung oder turbiditischen Schüttungen. Unglücklicherweise sind die Kalkbänke in der gesamten Abfolge lithologisch so monoton, daß sich deren nur geringfügige Veränderlichkeit terminologisch kaum im Rahmen der klassischen Mikrofaziesanalyse ausdrücken läßt. Auch die Schwankungen im Gehalt nicht-karbonatischer Bestandteile (u. a. Silt, Glaukonit) entziehen sich der Darstellbarkeit und sind lediglich in einem Bereich (LST der DS Tu 2) signifikant.

Eine makrobiostratigraphische Feingliederung oder Zonierung dieses Profils ist aufgrund fehlender Makrofauna nicht möglich.

**3.2.1 DS Tu 1 (36 m): Beschreibung:** Mit dem Auftreten von *Eucalycoceras pentagonum* (JUKES-BROWNE) können die Sedimente im Liegenden der SB Tu 1 als Ober-Cenoman angesprochen werden (WILMSEN 1997b). Die Grenze zwischen Cenoman und Turon fällt in die Schichtlücke der SB Tu 1. Das Auftreten von *Dicarinella imbricata* in den Sedimenten unmittelbar im Hangenden der Grenze belegt bereits Turon. Die Dominanz von *Praeglobotruncana praehelvetica* bei gleichzeitiger Abwesenheit echter *Helvetoglobotruncana helvetica* legt ein unterturonales Alter nahe. Erst 15 m höher treten die *Mytiloides*-Akmen auf, deren stratigraphische Position in Analogschluß zu dem Profil Trasvia schon als *nodosoides*-Zone gewertet wird (vgl. Kap. 7.1). Damit ergibt sich für das Liegende zwar sicher unterturonales Alter, die eindeutige Zuordnung in eine Ammonitenzone ist jedoch nicht möglich.

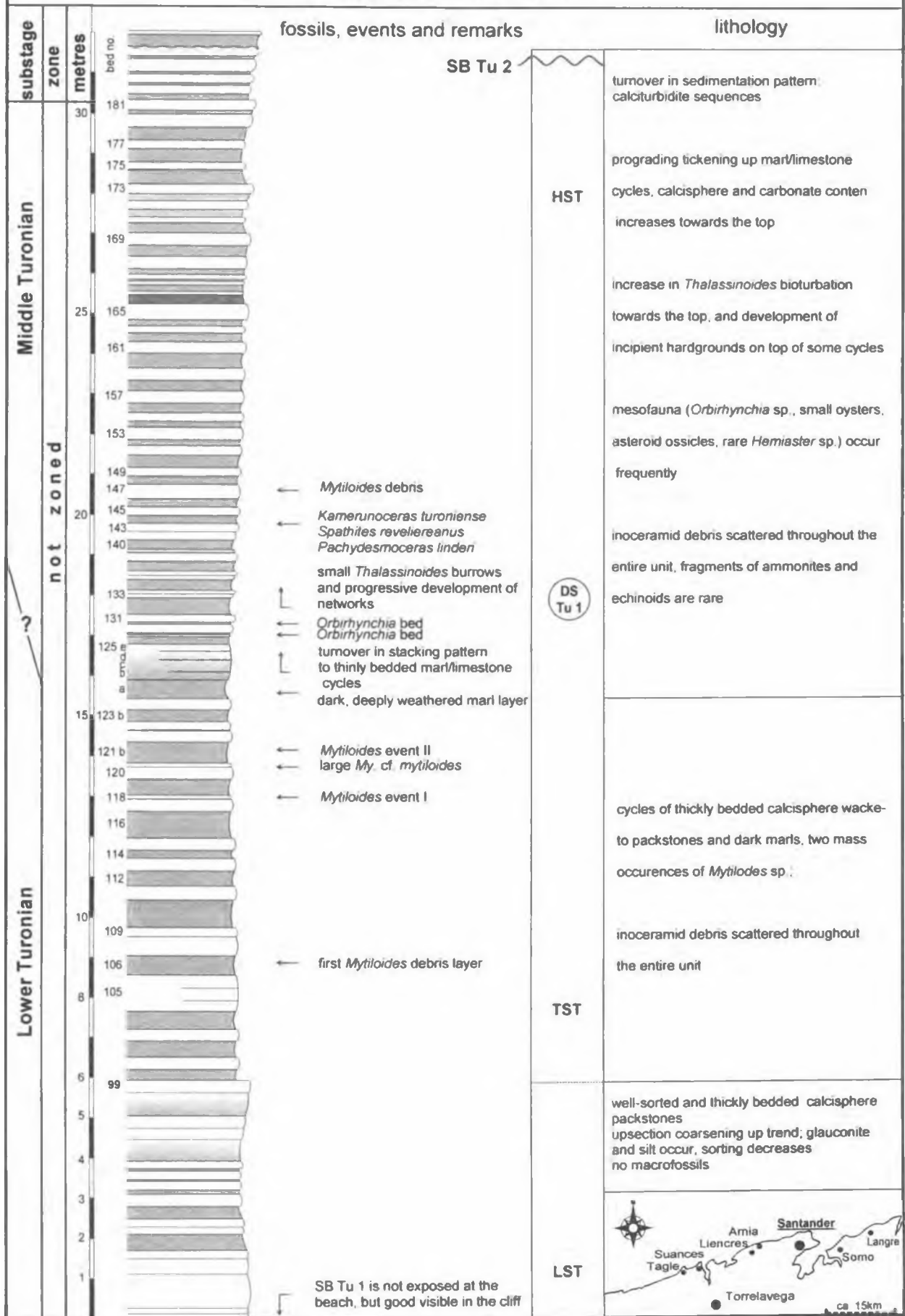
Die Basis der Folge wird von dickbankigen, gut sortierten und nahezu reinen Calcisphären-Pack- bis Wackestones gebildet, die nur bei Ebbe am Strand zugänglich sind. Bis zur Schicht 99 nimmt die Korngröße bei gleichzeitiger Abnahme des Sortierungsgrades leicht zu. Dies steht mit der Idee

eines möglicherweise leicht progradierenden LST im Einklang. Ab Schicht 100 setzt eine dickbankige Kalk/Mergel-Wechselfolge ein, mit der eine Abnahme der Calcisphärenführung und eine leichte Zunahme der feinklastischen Hintergrundedimentation einhergeht (Abb. 17). Mit der tief verwitternden Mergelfuge 123b (Taf. 8, Abb. 3) setzt ein Umschwung im Sedimentationsmuster ein, in dessen Folge nunmehr zunächst dicht gedrängte, dünnbankige, aggradationale Kalk/Mergel-Zyklen zur Ablagerung kommen. Einher damit geht eine langsame Zunahme des Fossilgehalts.

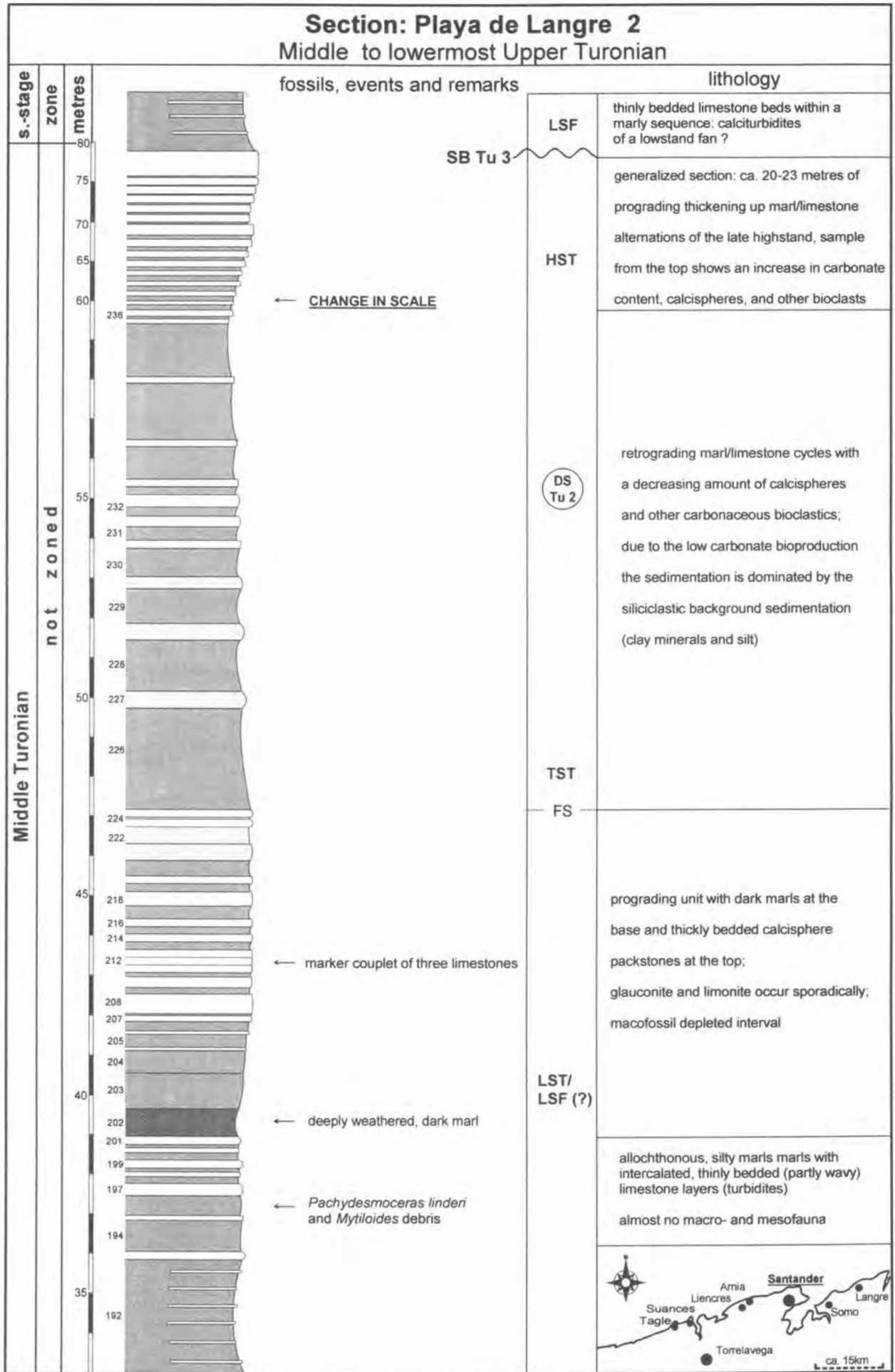
Ab Schicht 148/149 beginnt das System unter Zunahme der Bankmächtigkeiten, des Calcisphärengehaltes sowie planktonischer und benthonischer Foraminiferen (Calcisphären-Wackestones, Taf. 13, Abb. 1) deutlich zu progradieren. Während bereits ab Schicht 124 die ersten zementierten *Thalassinoides*-Bauten erkennbar sind, finden sich folgend im prograden HST kleine "networks". Die deutliche Zunahme der Bioturbation macht sich auch auf den Schichtoberflächen bemerkbar, auf denen es zunehmend zur Bildung von "incipient hardgrounds" und intensivster biogener Durchwirkung derselbigen bis hin zur Genese von Knollenkalken kommt. Jedoch erreichen die *Thalassinoides*-Bauten hier nie die Dimensionen wie in den proximaleren Referenzprofilen des Bereiches Portio/Arnia. Den Abschluß der Entwicklung bildet die Bank 191, deren Top einen Sedimentationsumschwung zu allochthon beeinflusster Mergelsedimentation und damit die SB Tu 2 markiert.

**Fauna:** Die gesamte DS Tu 1 ist generell arm an Makrofauna. Ab Schicht 106 tritt vermehrt *Mytiloides*-Debris auf. Dies kulminiert in den beiden *Mytiloides*-Events in Schicht 118 und 121, in denen massenweise Schill von z. T. sehr großwüchsigen *Mytiloides* des Formenkreises *mytiloides/labiatus* vorkommt (Abb. 17). Eine genauere Bestimmung ist ob der Erhaltung nicht möglich. Im Bereich der Schicht 125 nimmt der Fossilgehalt zu. Neben dem Fossilbruch einer Mesofauna (*Orbirhynchia* sp., *Pycnodonte* sp., Seesternfragmente) fand sich der Abdruck von *Pachydesmoceras* cf. *denisonianum*. Die Schichten 128 und 130 markieren ein Akme von *Orbirhynchia* (*Orbirhynchia* beds, Taf. 8, Abb. 3). Aus Schicht 143 stammen die deprimierend erhaltenen Steinkerne von *Pachydesmoceras* sp., *Spathites reveliereanus* (COURTILLIER) und *K. turoniense*. Nicht selten treten z. T. recht großwüchsige *Mytiloides* des

## Section: Playa de Langre 1 Lower to Middle Turonian







Formenkreises *mytiloides/labiatatus* auf. Die Anwesenheit von *K. turoniense* zeigt, daß die hangende Sequenzgrenze mindestens in der gleichnamigen Ammonitenzone liegt. Sie wird daher mit SB Tu 2 anderer bearbeiteter Profile korreliert.

Die von Calcisphären dominierten Gesteine führen untergeordnet planktonische Foraminiferen. Mit *Whiteinella archaeocretacea* (PESSAGNO), *M. marginata* (Taf. 16, Abb. 3), *P. praehelvetica*, *D. imbricata*, *D. algeriana*, *D. hagni*, *P. gibba* und *P. stephani* findet sich im LST und TST der Sequenz eine als Unter-Turon interpretierte planktonische Foraminiferenfauna ein. Im Bereich der Schicht 102 setzt *H. helvetica* ein, daneben treten *M. ex gr. sigalilischneegansi* auf. Heterohelliciden kommen durch das gesamte Profil hindurch vor.

**3.2.2 DS Tu 2 (ca. 44 m): Beschreibung:** Oberhalb der SB Tu 2 beginnt eine ca. 7 m mächtige Sukzession dunkler, blaugrauer Mergel mit zwischengeschalteten, dünnen und undulierenden Kalkbänken (Calcisphären-Wackestones). Eine Zyklizität ist nicht erkennbar, das Stapelungsmuster ist eher chaotisch (Abb. 18). Aus diesen, dem LST zugehörigen Sedimenten, entwickelt sich eine Folge von dickbankigen Calcisphären-Wacke- bis Packstones des höheren LST (Schicht 202-225), in denen erstmals etwas häufiger Glaukonit und limonitisierte Bioklasten auftreten. Wird der obigen stratigraphischen Einstufung gefolgt, kann dieses Intervall mit dem höheren Teil des glaukonitischen LST in La Rabia, Tagle, Molleda oder Bielba korreliert werden. Der TST setzt mit einer TS über Schicht 225 ein, die im gesamten Arbeitsgebiet erkennbar ist. Bis ca. zu Schicht 236 ist das System retrograd. Es treten distale, mergel-dominierte "thickening up"-Zyklen auf, die in drei Parasequenzen angeordnet sind. Gemäß des distalen Environments bestehen die untergeordnet auftretenden Kalkbänke aus einem Calcisphären-Wackestone (sehr kleine Calcisphären, Filamente, planktonische Foraminiferen), der durch die feinklastische Hintergrundsedimentation (5-10%) verdünnt ist.

Ab Schicht 236 progradiert das System (später HST DS Tu 2, Taf. 8, Abb. 2) und kulminiert in dickbankigen Calcisphären-Packstones (Calcisphären, planktonische und untergeordnet benthonische Foraminiferen, Echinodermenschill). Die Sequenzgrenze wird durch den Sedimentationsumschwung zu turbiditischen Schüttungen markiert.

**Fauna:** Die Sequenz ist verarmt an Makrofauna. Lediglich aus Schicht 196 stammt ein *Pachydesmoceras cf. linderi* und etwas Inoceramenbruch des Formenkreises um *Mytiloides mytiloides/labiatatus*.

Mit dem LST und dem TST der Sequenz verändert sich die planktonische Foraminiferenassoziation dergestalt, daß *H. helvetica* nunmehr die Fauna dominiert. Ein ähnlicher Umschwung ist in Liencres/Arnia im gleichen stratigraphischen Bereich zu beobachten. Daneben treten *M. ex gr. sigalilischneegansi* sowie *P. stephani* auf. Mit dem Erscheinen von zunächst kleinwüchsigen *M. pseudolinneiana* im Bereich Schicht 220 treten erstmalig doppelkielige Marginotruncanen im Profil auf, und ab Schicht 234 kann *M. coronata* erstmals nachgewiesen werden. Ihr vermehrtes Auftreten, bei gleichzeitigem Rückgang von *H. helvetica* in diesem Bereich, zeigt die Nähe der Mittel/Ober-Turon-Grenze an. Ein Handstück, das ob seines Habitus kurz unterhalb der Sequenzgrenze einzuordnen ist, führt *M. ex gr. sigalilischneegansi*, *M. coronata*, *M. pseudolinneiana* und *Heterohelix* sp. Diese Assoziation markiert innerhalb des lithologischen Kontextes bei Fehlen von *H. helvetica* den Bereich nahe der SB Tu 3, d. h. oberstes Mittel-Turon.

### 3.3 Universität Santander

temporäre Aufschlüsse an der Universität  
(RW: 435.350, HW: 4.813.600)

Innerhalb des Stadtgebietes Santander entstanden im Bereich der Universität Santander (Avenida de Castros) sowie entlang des neuen Zubringers zum Playa Sardinero, dem zentralen Strand Santanders, im Rahmen von Bauvorhaben in den Jahren 1994/1995 einige temporäre Aufschlüsse, die einen Eindruck von der Turon- und Coniac-Abfolge auf dem Südflügel der Sinclinal Santillana/San Roman ermöglichten. Ein lückenloses Profil wurde jedoch nicht erarbeitet, da einerseits die Turon-Abfolge nicht vollständig angefahren, andererseits aus Sicherheitsgründen auf den bewachten Baustellen nur ein kurzer, sondierender Besuch gewährt wurde. Die Profildarstellung, die lediglich bis zum stratigraphischen Äquivalent des *deverianum*-Events (Liencres) reicht (Abb. 19), ist daher in Teilen schematisiert, und die Mächtigkeiten sind teilweise geschätzt.

Während die hier erschlossenen Abfolgen sich im Intervall DS Tu 1 bis DS Tu 2 lithologisch noch

deutlich von den Gesteinen in Langre und Liencres/Arnia unterscheiden, ist dies in den höheren Bereichen nicht der Fall. Sporadische Weganschnitte und Straßenaufschlüsse zeigen, daß ungefähr vom *incertus/leskei* (klein)-Event an (das faunistisch durch zahlreiche Funde belegt ist) die Sedimentabfolgen ähnlich wie in Liencres entwickelt sind und vermutlich problemlos zwischen diesen Lokalitäten korreliert werden können. Auch das *Sternotaxis plana*-Event konnte nachgewiesen werden. Aus diesem Bereich stammt der Fund eines *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) sp. Wie in Liencres, wird der obere Teil der Folge durch die *Micraster*-Kalke gebildet.

**3.3.1 DS Tu 1: Beschreibung:** Der untere Teil dieser Folge war nur temporär aufgeschlossen (ca. 4 m) und durfte nur kurz begangen werden. Die Mächtigkeiten sind daher geschätzt.

Mit stark glaukonitischen Sedimenten eines nur geringmächtigen LST (1,5-2 m) setzt das Unter-Turon möglicherweise mit einer flachen Winkel-diskordanz über Ober-Cenoman (*geslinianum*-Zone) ein (WILMSEN 1997b). Aus den glaukonitischen Kalkbänken entwickelt sich zunehmend die Mergelfazies eines TST, in dessen oberem Bereich es zu einem Häufigkeitsmaximum von *Mytiloides* ex gr. *mytiloides/labiatus* kommt.

Auf halber Strecke zwischen dem Event und der SB führt ein nur ca. 10 cm, schlecht erschlossener Bereich schmierige, nahezu schwarze Mergel, die im Arbeitsgebiet sonst nicht erschlossen sind. Sie sind tektonisch beansprucht und mit zahlreichen Harnischen durchzogen, deren Oberflächen fettig glänzen. Diese Mergelfuge scheint einen hohen Gehalt an organischem Material zu führen. Ob sie ein Pendant zu den im Cenoman/Turon-Grenzbereich weltweit auftretenden OAE interpretiert werden kann, bleibt ob mangelnder biostratigraphischer Absicherung unklar.

Nach einer Aufschlußlücke unbekanntem Umfangs ist der oberste Teil der Sequenz (HST) wieder in Kalk/Mergel-Wechselfolgen aufgeschlossen (Calcisphären-Packstones). Sie gehen zur Sequenzgrenze hin in glaukonitführende, bioklastische Calcisphären-Wackestones (Calcisphären, planktonische Foraminiferen, Echinodermenbruch, Filamente, Inoceramenschill, Glaukonit, untergeordnet benthonische Foraminiferen und Silt) über. Unterhalb der Sequenzgrenze liegt ein Massenvorkommen von Inoceramen und Ammoniten (*K. turoniense/Mytiloides* sp.-Event). Die Sequenzgrenze selbst drückt sich durch eine undulierende Schichtoberfläche mit Hartgrund-Charakter aus, auf der Ammoniten und zahlreiche

angebohrte und teilweise inkrustierte Lithoklasten zu liegen kommen. Er muß eingeräumt werden, daß die lithologische Variabilität ober- und unterhalb der Sequenzgrenze wahrlich gering ist. Daher sind zusätzliche Parameter wie die Intensität der Ichnofauna, die Fossilführung und die Präsenz von Lithoklasten zum Auffinden einer möglichen Sequenzgrenze von Bedeutung.

**Fauna:** Im basalen Teil der Sequenz (später TST) stellt das *Mytiloides*-Akme eine im Gelände leicht auffindbare Fossillage dar, die vermutlich mit den *Mytiloides*-Lagen von Langre (Abb. 17) und Trasvia (Abb. 32) korreliert.

Im oberen Teil der Sequenz kommt es mit dem *turoniense/Mytiloides* sp.-Event zu einem Massenauf-treten von Ammoniten und Inoceramen, das in gleicher stratigraphischer und sequentieller Position mit Sicherheit nach Tagle, Puente Avios und Molleda verfolgt werden kann. Neben *Mytiloides* ex gr. *mytiloides/labiatus* und *Mytiloides subhercynicus* (SEITZ) treten *Kamerunoceras turoniense* und *Pachydesmoceras linderi* abundant auf, sind jedoch extrem schlecht erhalten. In nur zwei Exemplaren fand sich *Spathites reveliereanus*. Die planktonische Foraminiferenfauna besteht aus *P. praehelvetica*, *M.* ex gr. *sigalil/schneegansi*, *D. marginata*, *D. hagni* und *Heterohelix* div. sp. Die Anwesenheit von *H. helvetica* ermöglicht die Zuordnung der Abfolge in die *helvetica*-Zone.

**3.3.2 DS Tu 2: Beschreibung:** Mit einer Wechselfolge aus Calcisphären-Wackestones und dünnen Mergellagen setzt die DS Tu 2 ein (Taf. 13, Abb. 2). Über einem *Romaniceras kallesi*-führenden Hartgrund (Top *kallesi*-Event, vgl. Kap. 7.3) nimmt die sowieso spärliche Glaukonitführung ab und die Kalkbänke entwickeln sich in einem retrograden Trend hin zu Calcisphären-Wacke/Packstones.

Nach einer Aufschlußlücke von ca. 6-8 m entwickelt sich aus dickbankigen Calcisphären-Wackestones mit *R. ornatissimum* eine mergel-dominierte Allochthonitfolge, bestehend aus in "thickening up"-Trend gestapelten, zyklischen Mergeln, deren Top meist von härter zementierten Calcisphärogesteinen gebildet wird.

An der Basis der Allochthonite treten deutlich abgrenzbare Calciturbidite auf (Mudstones), die ob ihrer lithostratigraphischen Position und Lithologie mit denen der SB Tu 3 unterlagernden im Bereich Liencres/Arnia korrelieren. Das Dach

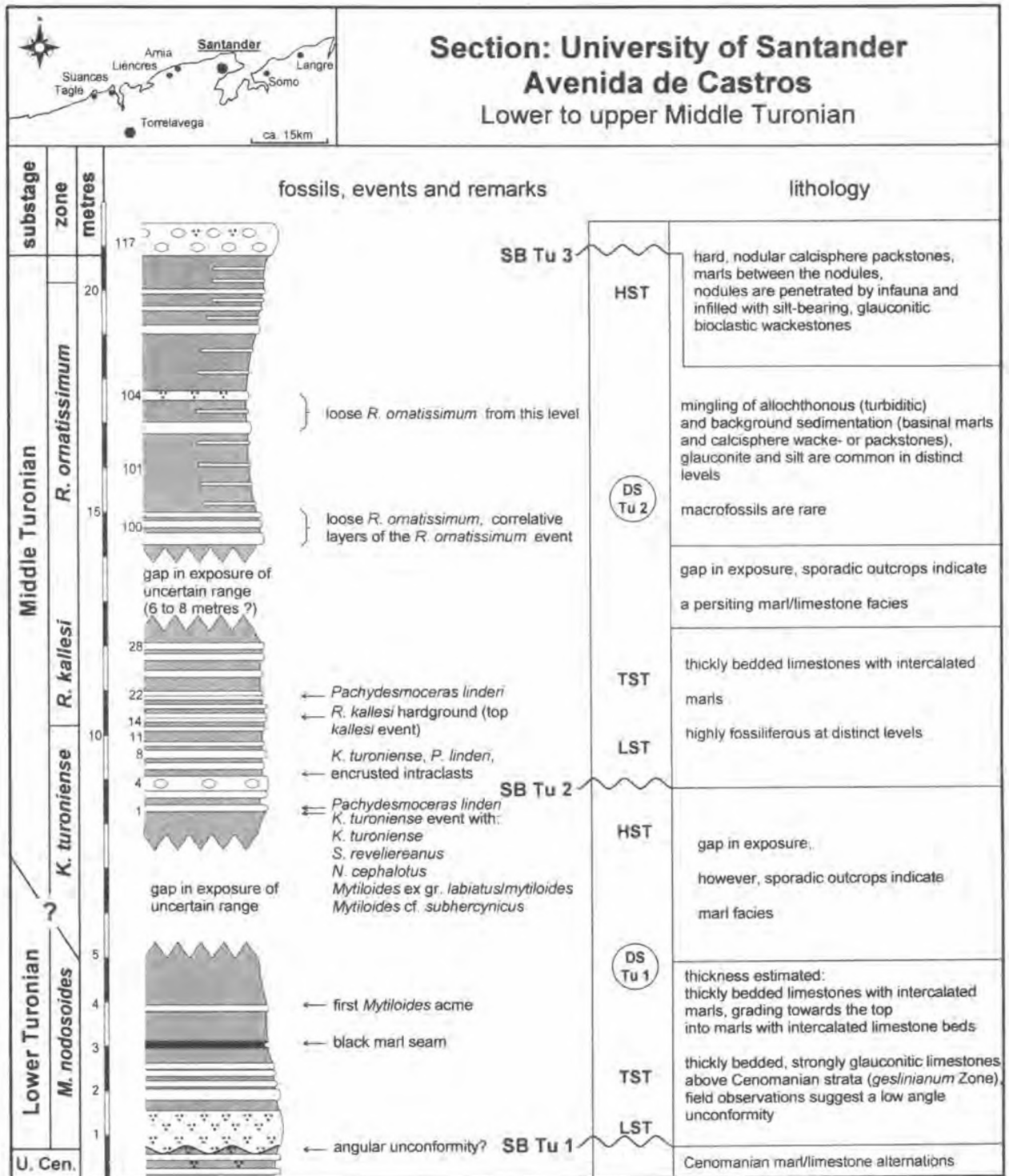


Abb. 19: Lithologisch/fazielle Entwicklung des Unter- bis Mittel-Turon auf dem Südflügel der Sinclinal de Santillana/San Roman am Beispiel des temporären Aufschlusses "Avenida de Castro" im Stadtgebiet Santander (teilweise stark generalisiert).

dieser Einheit wird von harten, splittrig brechenden Knollenkalken gebildet. Innerhalb der Knollenzwischenräume befindet sich ein glaukonitisches, bioklastisches Sediment, das in seiner Zusammensetzung dem *R. deverianum*-Event im Lienres/Amia-Bereich gleicht.

**Fauna:** Der unterste Bereich der DS Tu 2 korreliert mit dem *kallesi*-Event. Eine Bank-für-Bank-Korrelation in andere Bereiche des Arbeitsgebietes ist nicht möglich. Die Schichtenfolge ist hier deutlich ärmer an Arten und Individuen. Die TS mit dem abundanten Auftreten von *Romaniceras kallesi* und *Pachydesmoceras linderi* korreliert

bio- und lithostratigraphisch mit dem Top des Events (WIESE 1995, 1996a). Die Foraminiferenfauna entspricht im wesentlichen der des Tops der DS Tu 1. Dem Talus vor der Schicht 100 entstammen einige Exemplare von *Romaniceras ornatisimum*. Die Position unterhalb der Calciturbidite macht eine lithostratigraphische Korrelation dieser Schicht mit einem Intervall um das *ornatisimum*-Event wahrscheinlich. Das Vorkommen von *D. marginata*, *M. sigalischneegansi*, *M. coronata* und *H. helvetica* bestätigt diese Einstufung. Der obere Teil der Sequenz ist bis auf seltene Solitärkorallen makrofossilfrei. Calcisphären, Spicula und Silt dominieren das Sediment. Planktonische Foraminiferen sind rar. Die wenigen Exemplare direkt aus dem Bereich der Sequenzgrenze folgen dem auch im Lienres/Arnia-Bereich und Langre erkennbaren, generellen Trend: *H. helvetica* geht deutlich zurück, und die Fauna besteht vorzugsweise aus Marginotruncanen. Damit ergibt sich für den obersten Teil der Sequenz eine stratigraphische Position direkt unterhalb der SB Tu 3. Dies bestätigt gleichermaßen, daß die glaukonitischen Zwickelfüllungen (s. o.) in der Tat das korrelative Sediment zum *R. deverianum*-Event des basalsten Ober-Turon darstellen können.

### 3.4 Tagle

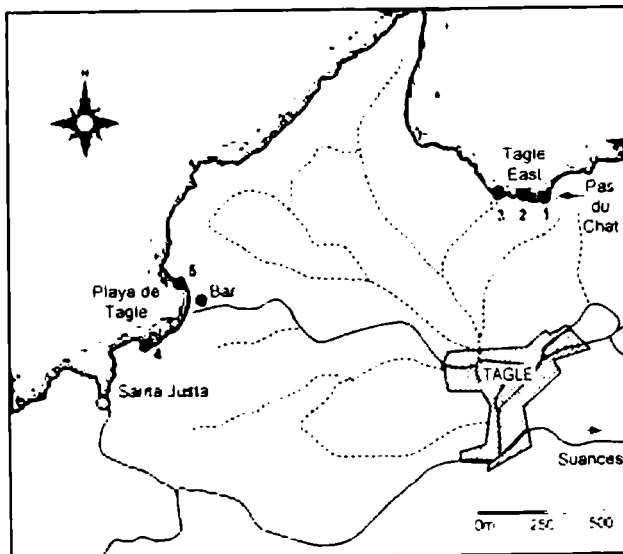


Abb. 20: Lageskizze der Profile im Raum Tagle.

#### Küstenaufschlüsse nördlich Tagle

(Tagle Ost; RW: 413.200, HW: 4.809.400

Playa de Tagle; RW: 411.600, HW: 4.808.900)

Die Schichtfolge im Raum Tagle gehören zur E–W bzw. ENE–WSW streichenden Anticlinal de

Tagle, deren Achse hier im Golf von Biscaya ausstreicht. Sie ist durch kompressive Tektonik stark überprägt, was sich durch größere Lineamente wie auch intensive Kleintektonik ausdrückt. An den Steilufern nördlich Tagles (Tagle Ost, Abb. 20, Pkt. 1-3) sowie am Playa de Tagle (Tagle West, Abb. 20, Pkt. 4, 5; Taf. 9, Abb. 4) sind die Sequenzen 2 bis 5 (Abb. 20, 24) erschlossen. Am Playa de Tagle (Abb. 24) wird die Basis der Turon-Abfolge durch eine Überschiebungsbahn begrenzt, die Urgon auf Mittel-Turon (*turoniense*-Zone) überschiebt. Dazwischen eingeschuppt befindet sich ein ca. 2 m mächtiger Keil Mittel-Turon (*ornatisimum*-Zone). Zwischen diesen Lokalitäten liegen entlang der Küste weitere Aufschlüsse in den Sequenzen DS Tu 3 und DS Tu 4 sowie DS Tu/Co. Aus der Gesamtheit der Aufschlüsse ergibt sich ein die Megasequenz 2 umfassendes synthetisches Profil nebst Informationen über laterale Faziesvariationen. Störungsbedingt treten erhebliche Aufschlußlücken auf.

Bereits MENGAUD (1920) und später FEUILLÉE (1967) nahmen Kenntnis von den nördlich des Dorfes Tagle an der Küste gelegenen oberkretazischen Abfolgen, wenn auch sich ihr Interesse bevorzugt dem Cenoman zuwand. Das Turon und Coniac charakterisierte MENGAUD lediglich in einem Satz: "Ces couches stériles représentent le Turonien et le Coniacien." (S. 244), sowie als "grés glauconieuses stériles (Turonien ? - Coniacien)" in der Bildunterschrift der Abbildung 41: S. 245, auf der die Geologie der Küste zwischen Suances und Santa Justa von See betrachtet skizziert ist. Über den ebenda verzeichneten "Pas du Chat", einem schmalen Stieg, der heute noch begehbar ist (vgl. Abb. 20), sind die am Fuße der Klippen befindlichen Aufschlüsse in der DS Tu 1 und dem basalen Teil der DS Tu 2 zugänglich (Lokalität Tagle Ost, Abb. 20, Pkt. 1, 2).

Die Geländearbeiten zeigten, daß die Turon bis Unter-Coniac-Folgen bei weitem nicht so steril sind, wie MENGAUD behauptete. In der Tat nimmt das von MENGAUD begangene Profil nebst den weiter westlich gelegenen Aufschlüssen am Playa de Tagle ob der abundanten Fossilführung einiger Horizonte eine Schlüsselstellung für die litho-, bio- und sequenzstratigraphische Korrelation des nordkantabrischen Turon ein. Darüber hinaus konnten zwischen den nur ca. 1 km entfernten Aufschlüssen intensivste Faziesdifferenzierungen erkannt werden.

Der obere Teil der DS Tu 4 ist stark gestört, und weite Teile der DS Tu/Co konnten ob schlechter Aufschlußsituation nicht bearbeitet werden. Daher

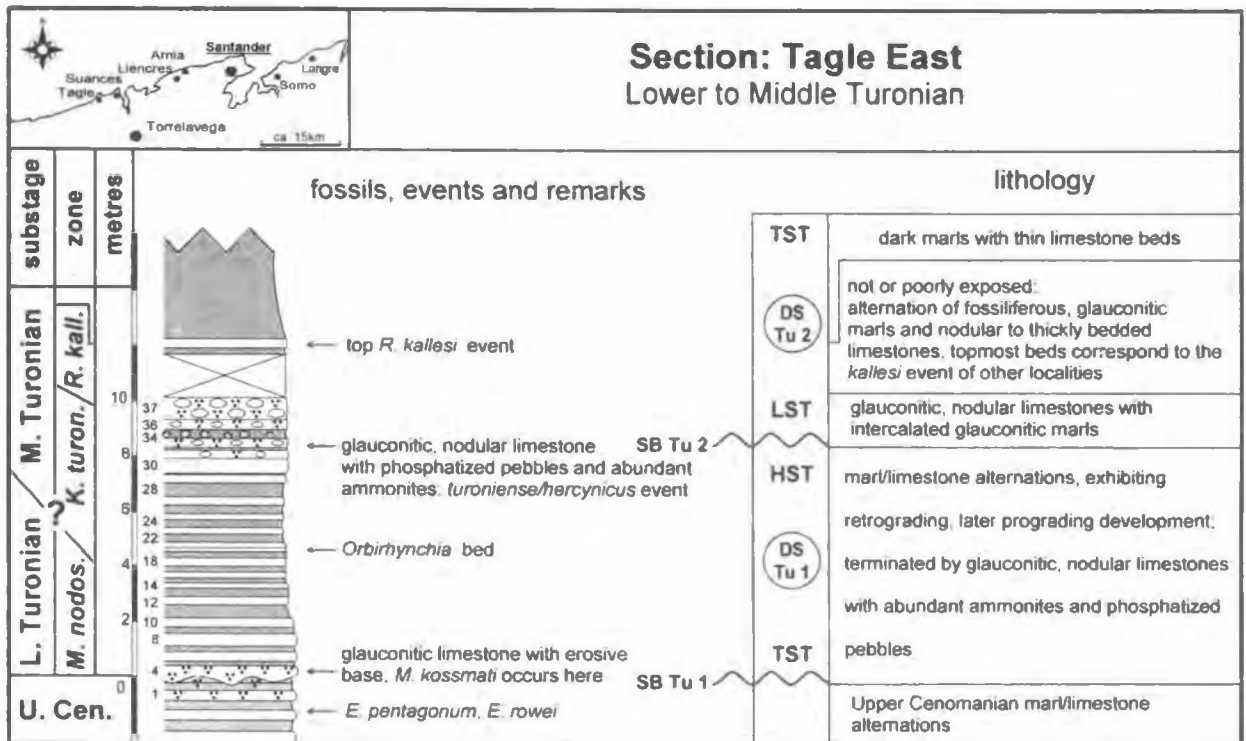


Abb. 21: Lithologisch/fazielle Entwicklung der Sequenzen DS Tu 1 und DS Tu 2 im Bereich Tagle Ost (*nodosoides*-Zone des Unter-Turon bis *turonienne*-Zone des basalen Mittel-Turon).

wurde darauf verzichtet, für diese Bereiche eine Reichweitentabelle zu erstellen. Faunistische Besonderheiten können den Profildarstellungen

entnommen werden (Abb. 26, 27).

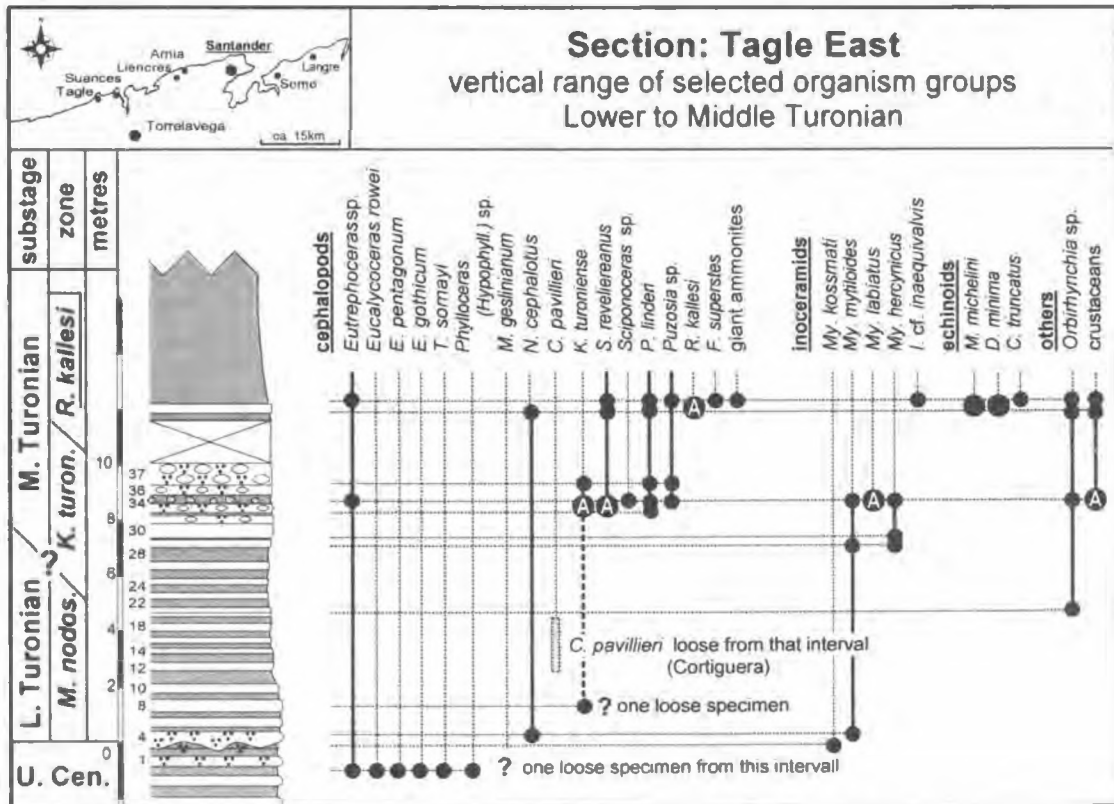


Abb. 22: Reichweiten ausgewählter Fossilgruppen in Tagle Ost (*nodosoides*-Zone des Unter-Turon bis *turonienne*-Zone des basalen Mittel-Turon).



**3.4.1 DS Tu 1 (ca. 9 m): Beschreibung:** Diese Sequenz ist in Tagle Ost nur schlecht zugänglich aufgeschlossen (Abb. 21). Die Schichten liegen dort shlig. Mit erosivem Kontakt überlagert eine an der Basis schräggeschichtete Glaukonitbank (80 cm siltführender, bioklastischer Wackestone mit ca. 35% Glaukonit) obercenomane Kalk/Mergel-Folgen (*geslinianum*-Zone) in Beckenfazies. Unter Abnahme des Glaukonits entwickelt sich aus der Glaukonitbank schnell eine Kalk/Mergel-Wechselfolge, deren Kalkbänke aus siltführenden (15%), bioklastischen Wackestones (Calcisphären, Echinodermen-Bruch, planktonische und benthonische Foraminiferen, Filamente, Spicula, Ino-

einem Massenaufreten von Makrofossilien (Ammoniten, Inoceramen) kommt (*Kamerunoceras turoniense*/*Mytiloides* sp.-Event).

**Fauna (Abb. 22):** Die cenomane Cephalopodenfauna unmittelbar unterhalb der Sequenzgrenze besteht aus *Eucalycoceras pentagonum*, *Eucalycoceras rowei* (SPATH), *Eucalycoceras gothicum* (KOSSMAT), *Thomelites sornayi* (THOMEL), *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) sp. und *Eutrephoceras* sp. Die Fauna indiziert die *geslinianum*-Zone des Ober-Cenoman (WILMSEN 1997b).

Unterturonen Alter für die basale Glaukonitbank (Schicht 4) ist belegt durch das Auftreten von

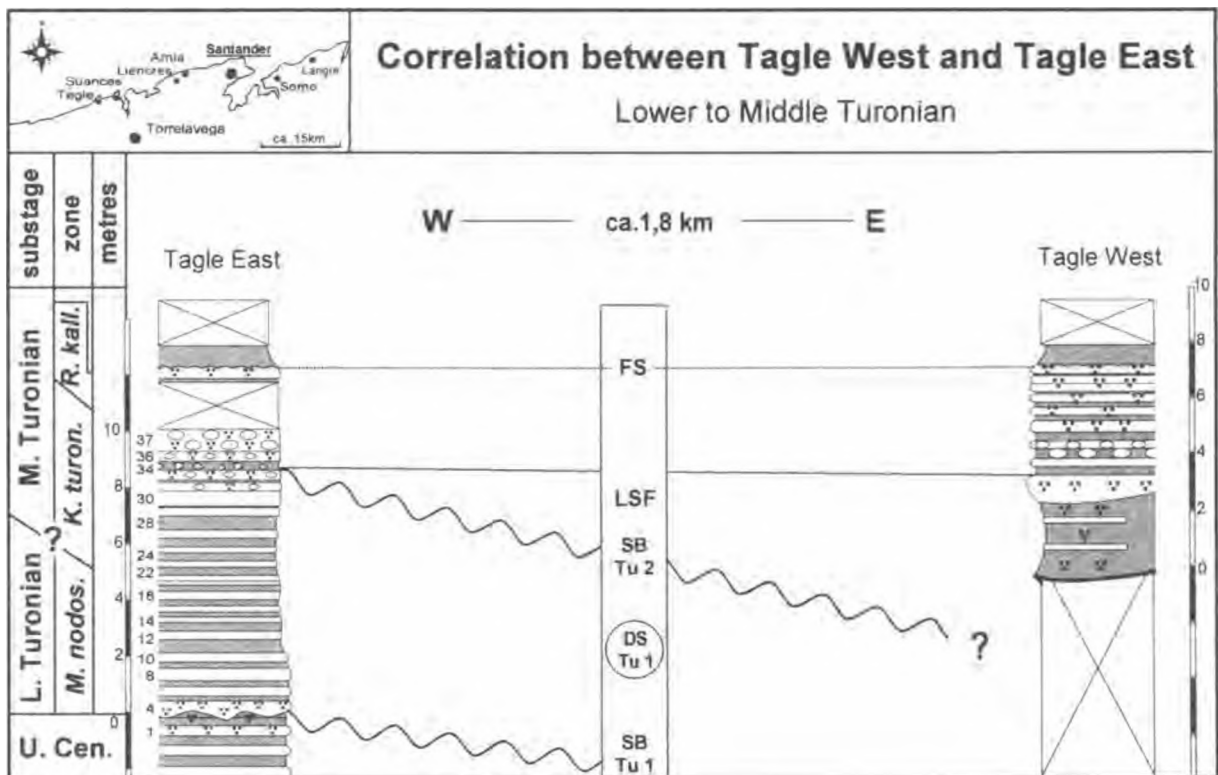


Abb. 23: Laterale Korrelation der Sequenzen DS Tu 1 bis zur FS von DS Tu 2 (Top *kallesi*-Event) zwischen Tagle Ost und Tagle West (Playa de Tagle).

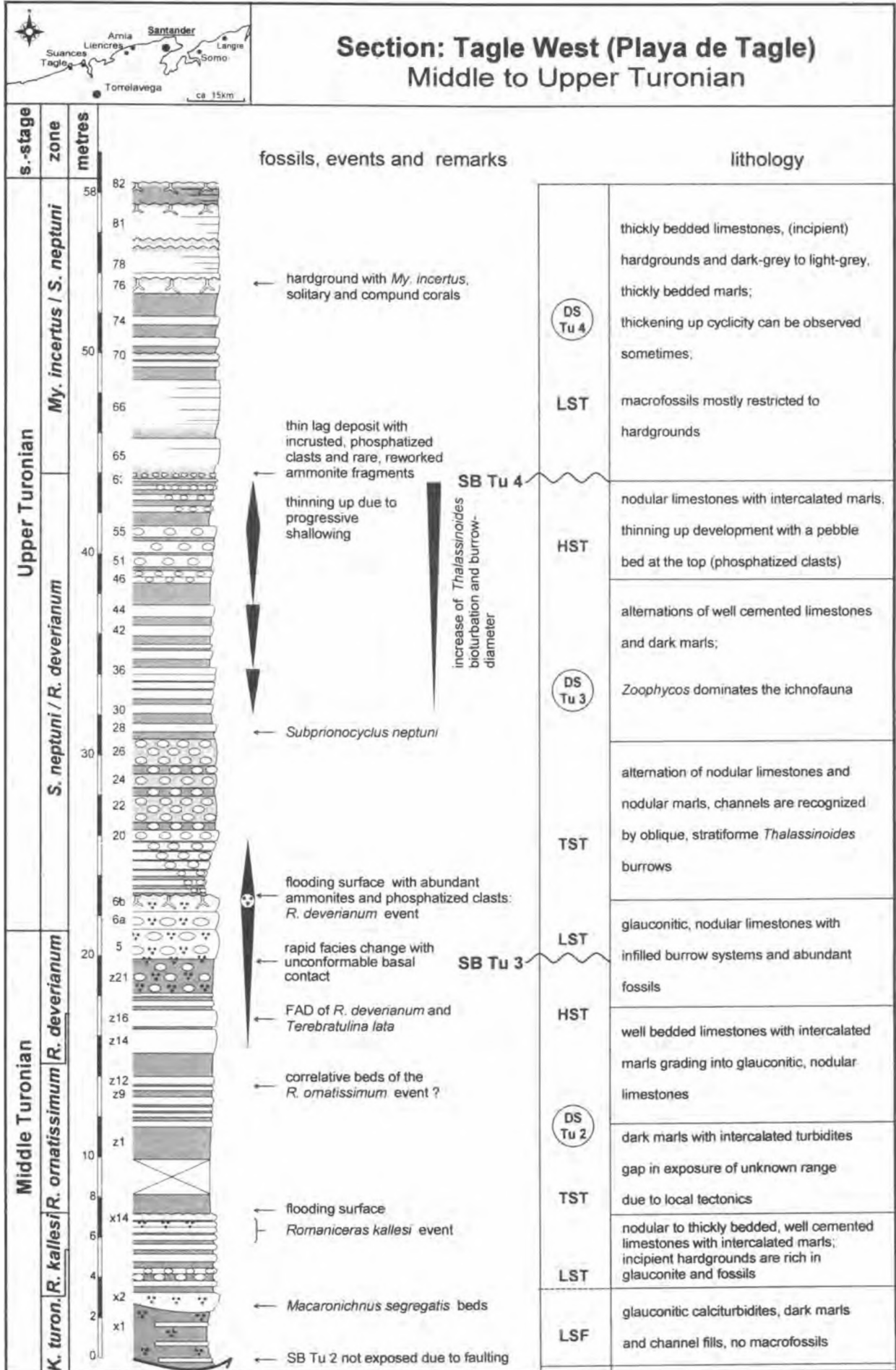
ceramenschill, Glaukonit) bestehen. Die Kalkbänke überwiegen die Mergel deutlich. Sie sind völlig bioturbat und somit bar jedweder primärer Sedimentstruktur. *Thalassinoides* kommt vor, kann jedoch im Gelände bei weitem nicht so gut erkannt werden wie in Liencrez/Arnia, da hier nicht frhdiagenetisch zementiert.

Ab Schicht 32 nimmt der Glaukonitgehalt sprunghaft auf bis zu 10% zu (Schicht 34), der Siltgehalt dagegen nimmt ab. Die Oberfläche von Schicht 36 markiert die SB Tu 2, unter der es in Schicht 36 zu

*Mytiloides kossmati* (HEINZ) (Taf. 17, Abb. 1) und *Mytiloides* ex gr. *mytiloides*/*labiatus* zusammen mit *P. praehelvetica*. Aus Schicht 6 entstammt ein Exemplar von *Neoptychites cephalotus*.

Die folgenden Kalk/Mergel-Folgen scheinen verhältnismäßig fossilarm, nur Schill von *Mytiloides* sp. tritt immer wieder vereinzelt auf. Da sie jedoch ausgesprochen schlecht zugänglich sind, mag dies lediglich auf die Beprobung zurückzuführen sein. Nahe des kleinen Dorfes

Abb. 24: Lithologisch/fazielle Entwicklung vom Mittel-Turon (*turoniense*-Zone) bis ins Ober-Turon (*My. incertus*/*S. neptuni*-AZ) in Tagle West (Playa de Tagle).





Cortiguera (vgl. Abb. 1, Kap. 3.10) existierte ein Schurf in diesem Intervall. Von dort stammen zwei Exemplare des Vasoceratiden *Choffaticeras pavillieri* (PERVINQUIÈRE) (Taf. 1, Abb. 2, 3, 5, 6), die vermutlich einem Bereich von kurz oberhalb der basalen Glaukonitbank entstammen. In Schicht 20 kommt es zur Anreicherung von *Orbirhynchia* sp. (*Orbirhynchia* bed), die möglicherweise mit dem Vorkommen von Langre korreliert. Mit Schicht 30 tritt erstmals *Mytiloides* ex gr. *hercynicus/subhercynicus* auf. Das *turonense/Mytiloides* sp.-Event (Schicht 34) birgt eine arten- und individuenreiche Fauna, bestehend aus *K. turoniense* (Taf. 16, Abb. 10), *S. reveliereanus*, *P. linderi*, *Sciponoceras* sp., *Puzosia* (*Mesopuzosia*) sp., *Eutrephoceras* sp., *Mytiloides mytiloides*, *My. labiatus*, *My. hercynicus*, *My. subhercynicus* (Taf. 17, Abb. 3), *Micraster michelini*, *C. truncatus*, *Orbirhynchia* sp. und dekapoden Crustaceen.

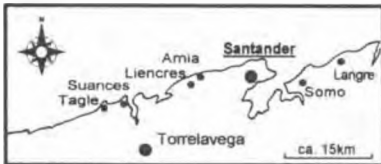
**3.4.2 DS Tu 2 (ca. 20 m): Beschreibung:** Die SB Tu 2 geht im Bereich Tagle Ost mit starker Aufarbeitung einher, indiziert durch abundante Lithoklastenführung und vertikale Einbettung von Ammoniten in dem, die Schicht 36 überlagernden Glaukonitmergel (Abb. 21). Dieser Bereich korreliert in Playa de Tagle mit einer glaukonitischen Turbiditfolge (LSF), der eine Rinne zwischengeschaltet ist (Abb. 23, 24). Deren glaukonitisch/siliziklastische Schüttungskörper sind intensiv von *Macaronichnus segregatis* CLIFTON & THOMPSON durchwirkt (Taf. 12, Abb. 1). Dies führte zu einer Materialsortierung: Die verfüllten Bauten bestehen aus feinkörnigen, bioklastischen Wackestones, wohingegen das umgebende Gestein aus einem silt- bis feinsandführenden (40-50%) Kalkarenit besteht, der neben Glaukonit (15%) und grobem Echinodermenbruch Filamente, Calcisphären und eine artenreiche Fauna agglutinierender und kalkschaliger, benthischer Foraminiferen birgt. Das durch diese Faziesdifferenzierung dokumentierte Relief wird während der Sedimentation des LSF bereits nivelliert. Einher damit geht eine Veränderung des Environments von grob-siliziklastisch dominierter Sedimentation hin zu fossilreichen, karbonatisch dominierten Sedimenten des LST (dickbankige Wechselfolgen aus Knollenkalken, massiven Kalkbänken und Mergelzwischenmitteln [glaukonitführende (15%) Calcisphären/Foraminiferen-Wackestones; Taf. 13, Abb. 5, 6], deren höherer Teil das *kallesi*-Event bildet, das u. a. im Raum Liencres/Arnia, Molleda, Bielba und Trasvia (Abb. 1) bereits von WIESE

(1995, 1996a) bearbeitet wurde.

Die TS am Top des Events trennt die liegenden Kalke von der mergeligen Folge des TST, die mit der Schicht 101-103 im Raum Liencres/Arnia korreliert. Die Mächtigkeit kann nicht abgeschätzt werden, da diese Folge gestört ist. Mit den Sedimenten des HST beginnt die Überlieferung wieder. Während des prograden HST entwickeln sich aus siltigen Calcisphären-Wackestones mit zwischengeschalteten Mergeln unter Abnahme des Silts Wackestones, deren knolliger Habitus auf *Thalassinoides* zurückgeht. Bei weiterer Abnahme des zur Verfügung stehenden "accomodation space" nehmen deren Bankmächtigkeiten bei gleichzeitiger Zunahme der Aufarbeitung ab. Den obersten Teil der Sequenz bilden dünne Kalkknollenlagen [glaukonitische Echinodermen-Wackestones mit Echinodermenbruch, kalkschaligen, untergeordnet agglutinierenden benthonischen und planktonischen Foraminiferen, Glaukonit (-30%) und Silt]. Dieses Niveau ist zeitäquivalent zu den mikritischen Highstand-Turbiditen aus Liencres/Arnia, und es zeigt sich, daß die progradierende Glaukonitfazies diesen Raum zu dieser Zeit noch nicht erreichte.

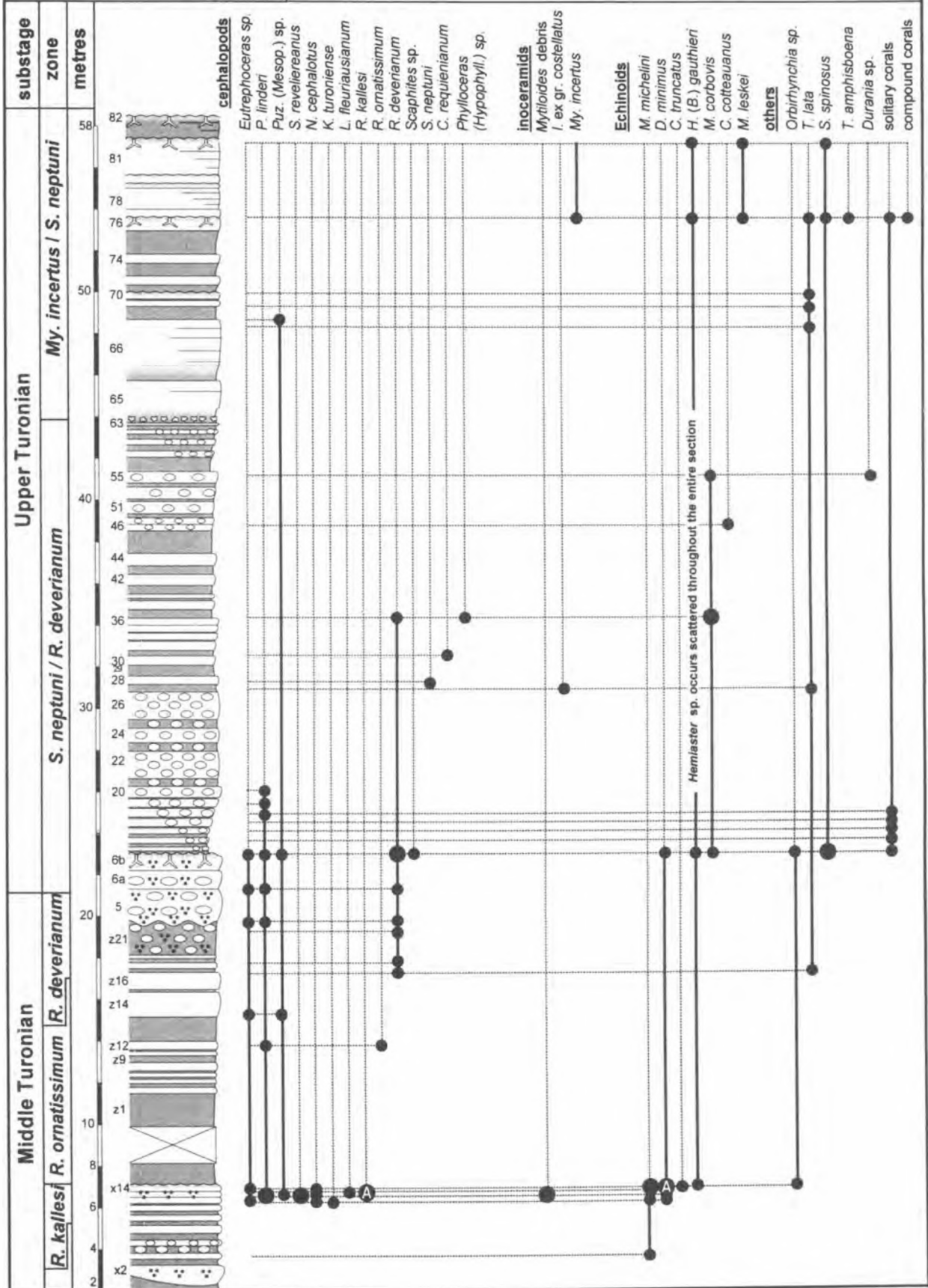
**Fauna:** Der LST bis zum Top des *kallesi*-Events führt eine artenreiche Ammonitenfauna, bestehend aus *K. turoniense* (im unteren Teil), *R. kallesi* (im oberen Teil), *N. cephalotus*, *S. reveliereanus*, *P. linderi*, *Puzosia* (*Mesopuzosia*) sp., *Fagesia superstes* (KOSSMAT) (Taf. 2, Abb. 1, 2), *Lecointricerias fleuriausianum* (D'ORBIGNY) (Taf. 3, Abb. 7, 8) und Großammoniten bis zu 40 cm im Durchmesser (Abb. 22, 25). Daneben finden sich *Orbirhynchia* sp., *C. truncatus*, *D. minimus* und *M. michelini* in größerer Menge. Bruch von *Mytiloides* sp. tritt auf. Stratigraphisch wichtig ist ein Einzelfund von *Inoceramus* cf. *inaequivalvis* (SCHLÜTER) aus dem Talus des *kallesi*-Events. Die anheftende Matrix erlaubt die lithologische Zuordnung zum obersten Bereich des *kallesi*-Events.

Der Schicht z12 entstammt ein *R. ornatissimum*, der die Anwesenheit der gleichnamigen Ammonitenzone anzeigt. Das FAD von *R. deverianum* ab Schicht z16 markiert den Beginn der *deverianum*-Zone noch unterhalb der Sequenzgrenze. Unter der Sequenzgrenze nimmt die Fauna deutlich zu, ist jedoch schlecht erhalten. Häufig sind isolierte Seesternfragmente, Crinoidenschill, kleinwüchsige Austern und vereinzelte Solitärkorallen. Ab Schicht z16 tritt erstmals die kleinwüchsige Brachiopode *T. lata* auf.



## Section: Tagle West (Playa de Tagle)

vertical ranges of selected organism groups  
Middle to Upper Turonian



**3.4.3 DS Tu 3 (24m): Beschreibung:** Die Sequenz setzt mit dick gebankten und glaukonitischen Knollenkalken (glaukonitische, bioklastische Wackestones, ca. 180 cm) eines LST ein, an dessen Top sich ein Hartgrund und das *Romaniceras deverianum*-Event befinden (Taf. 9, Abb. 5, Taf. 15, Abb. 8). Letzteres zeichnet sich durch abundante Fossilführung und das Vorkommen phosphatisierter Klasten aus und kann bis nach Arnia bzw. Trasvia korreliert werden (Abb. 8-10, Abb. 31). Mit einer TS beginnt eine retrograde Knollenkalkfazies, in deren Verlauf zunächst der Glaukonitgehalt sprunghaft abnimmt (ab Schicht 10 max. 1%), dann die Knolligkeit, die Fossilführung und der Karbonatgehalt deutlich reduziert sind. Dieser Bereich wird in Liencres/Arnia durch die TST-Allochthonite repräsentiert. Ab Schicht 20 ist wieder eine Zyklen-Korrelation mit Ensenada de Madero möglich.

Ab Schicht 27 beginnt das System zu progradieren, und *Thalassinoides* nimmt in Frequenz und Bautendurchmesser zu. Während in Liencres/Arnia die Zyklen bzw. die Top-Bank 160 des späten HST die größte Mächtigkeit besitzen, nehmen in Tagle, ähnlich wie schon zuvor am Top der DS Tu 2, die Schichtenmächtigkeiten ab Schicht 57 sukzessive ab. Einher damit geht die Zunahme an Lithoklasten. Das korrelative Pendant zum Schichtglied 160 in Ensenada de Madero fehlt völlig und ist lediglich durch einen Aufarbeitungs-horizont repräsentiert, der neben inkrustierten, phosphatisierten Intraklasten angebohrte "Katzenpfötchen" (lithifizierte Ausgüsse der Interseptalräume von Ammoniten) führen kann (vgl. Taf. 10, Abb. 4, 6).

Nur ca. 900 m weiter östlich ist dieser Bereich, wie in Ensenada de Madero, vollständig ausgebildet und das Top Glied des HST erreicht eine Mächtigkeit von 120 cm. Die sich lateral schnell vollziehende Mächtigkeitsabnahme bei gleichzeitiger Aufarbeitung unterstreicht die Schwellenposition des Profils Playa de Tagle im Ober-Turon.

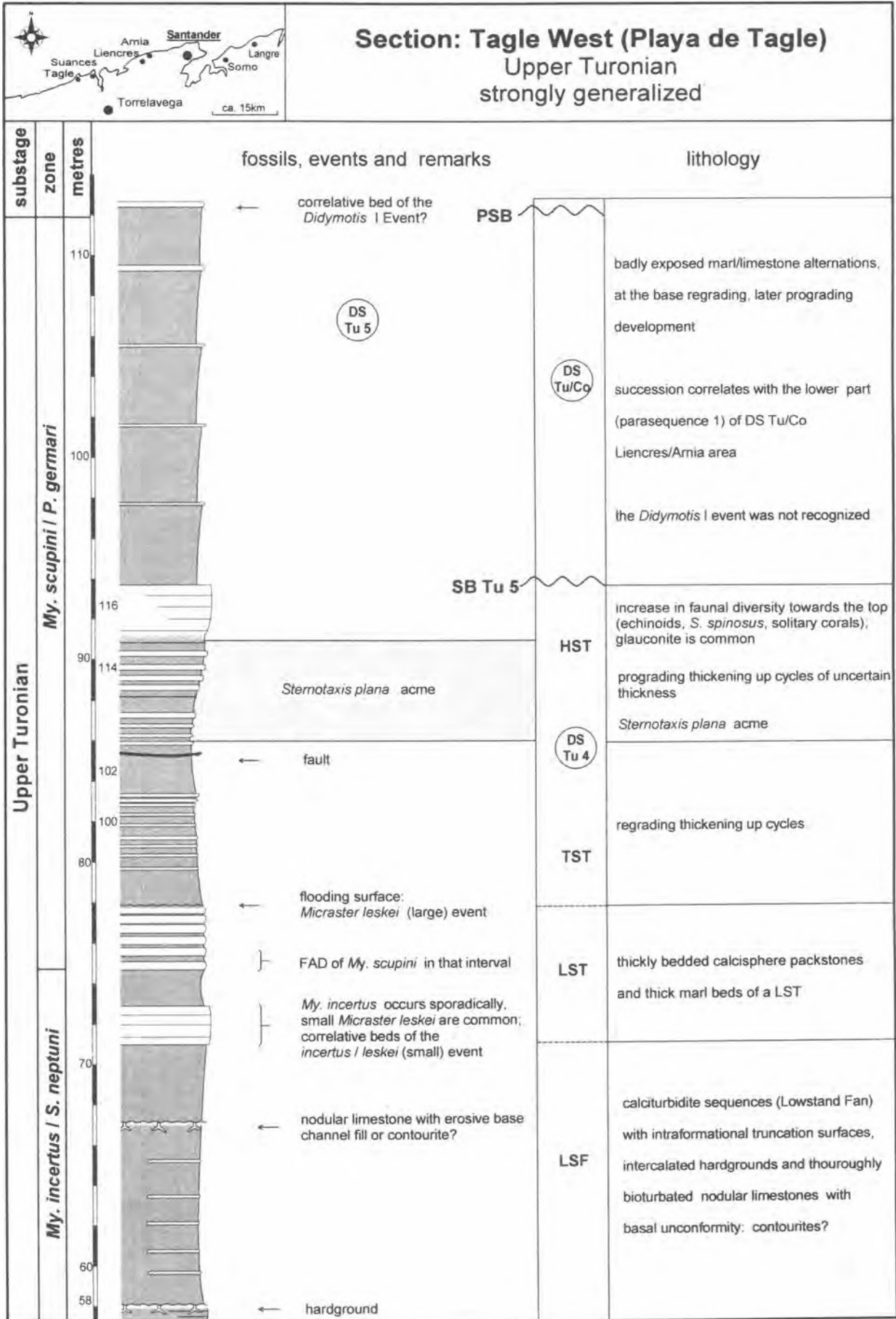
**Fauna:** Sowohl die Knollenkalke des LST wie auch die TS (Top *R. deverianum*-Event) führen eine reiche, leider nur schlecht erhaltene Fauna. Sie besteht aus *R. deverianum* (Taf. 5, Abb. 2), *T. rhodanicum* (Taf. 6, Abb. 1, 2), *P. linderi*, *Puzosia* (*Mesopuzosia*) sp., *Scaphites* sp. (Taf. 5, Abb. 10), *Spondylus spinosus*, *Micraster corbovis* FORBES und *H. (B.) gauthieri*. Daneben kommen zahlreiche Solitärkorallen und noch zusammenhängende Seesternfragmente vor. Mit dem Übergang

in die zyklischen Knollenkalke des TST werden Fossilien deutlich seltener. Wie auch im Bereich Liencres/Arnia nimmt die Fossilführung mit dem HST wieder zu (Abb. 25). Durch die gesamte Folge hindurch treten *H. (B.) gauthieri* und *M. corbovis* auf. Letztere nehmen im HST an Menge zu, und sie finden sich immer dann häufig, wenn Schichtflächen aufgeschlossen sind (Schicht 36), und so scheint diese Art vermutlich durchaus nicht selten zu sein. Es sei zu bemerken, daß im Raum Liencres/Arnia in diesem Intervall vorzugsweise die eher rundlichen *M. leskei* auftreten und sich somit die Frage nach einer möglichen ökologischen Steuerung bzw. Faziesvorliebe der Echinidenfauna aufdrängt. *Cardiaster cotteauanus* (Taf. 18, Abb. 3, 4) liegt als Einzelfund aus Schicht 48 vor. Aus Schicht 27 stammt ein Exemplar von *Inoceramus* ex gr. *costellatus* (Taf. 17, Abb. 4) und damit ein sicherer Anzeiger für Ober-Turon (TRÖGER 1989). Ammoniten [*R. deverianum*, *P. linderi*, *C. requienianum* (Taf. 6, Abb. 3), *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) sp.] sind eher selten und meist schlecht erhalten. In Schicht 28 wurden *S. neptuni* (Taf. 5, Abb. 11) und *R. deverianum* zusammen in einer Bank gefunden.

Die Foraminiferenfauna gleicht der des Liencres/Arnia-Bereiches im entsprechenden Intervall und ist der *sigali/schneegansil/pseudolinneiana/coronata*-AZ zugehörig.

**3.4.4 DS Tu 4: Beschreibung:** Die Mächtigkeit der DS Tu 4 ist störungsbedingt unklar, liegt aber vermutlich bei ca. 46 m, davon entfallen 23 m auf den LSF (Abb. 26).

Der Lowstand Fan besteht in seinem unteren Teil aus dickbankigen "thickening up"-Zyklen, beginnend mit dunklen Mergeln und folgend sukzessivem Übergang zu im dm-Bereich verwitternden Kalken (siltführende Calcisphären-Wackestones bis Echinodermen/Calcisphären-Wackestones). Lokal begrenzte Hartgründe sind eingeschaltet. Die teilweise dünnlagige Internstruktur der Kalke und die oftmals schichtparallel orientierte Bioturbation machen eine Mischung aus Hintergrundsedimentation und kleinen Schüttungen wahrscheinlich. Sichere Indizien für Schüttungen, wie scharfer Basiskontakt, Gradierung oder deutliche post-Event Bioturbation, sind, sollten sie jemals vorhanden gewesen sein, bioturbat überprägt. Diese Fazies repräsentiert die im LST persistierende Sedimentation außerhalb des Einflußbereiches der turbiditischen Schüttungen *sensu strictu*. Sie verzahnt sich beckenwärts in



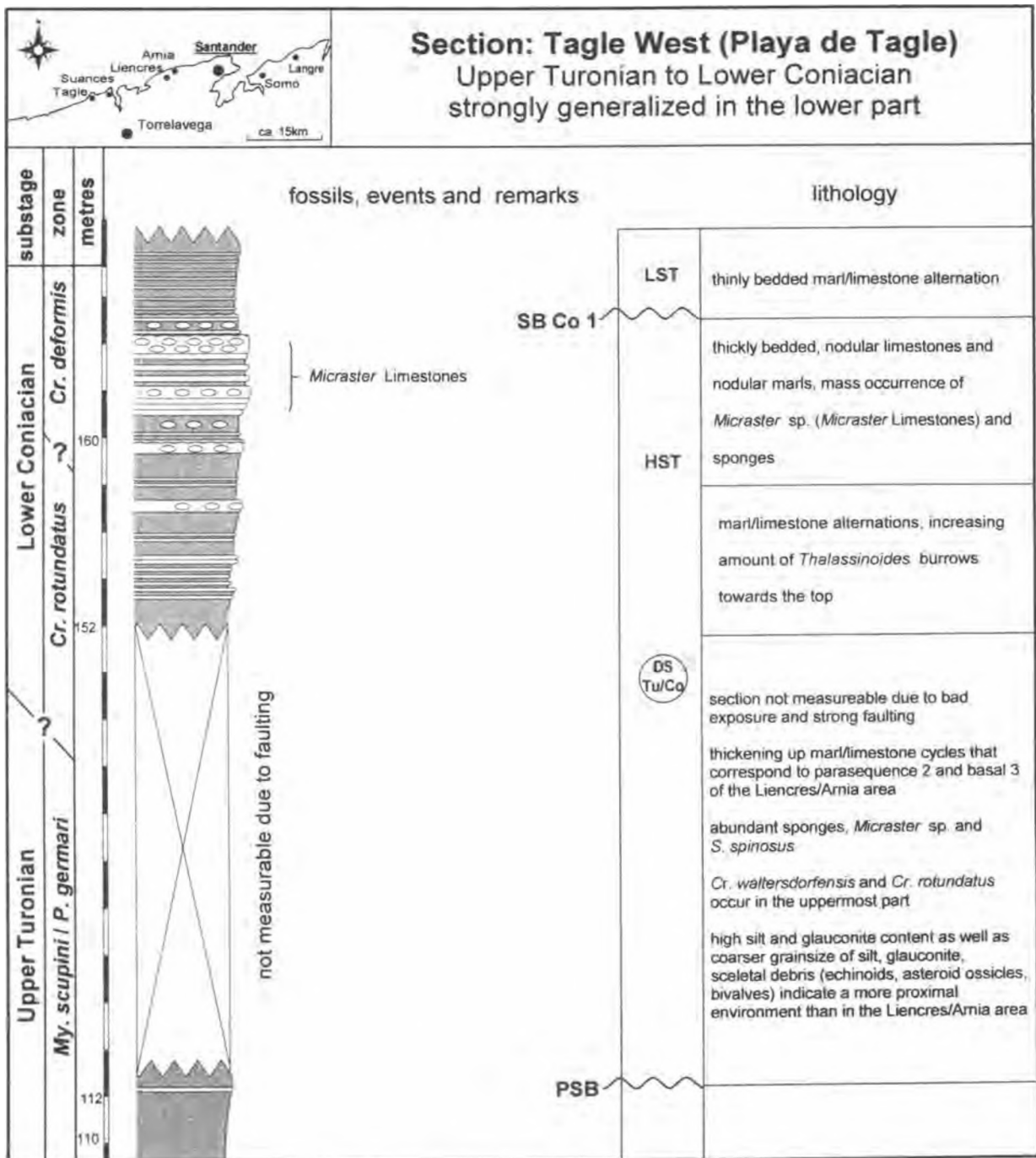


Abb. 27: Lithologisch/fazielle Entwicklung des Ober-Turon (*My. scupini*/*P. germari*-AZ) bis Unter-Coniac (*deformis*-Zone) in Tagle West (Playa de Tagle).

Richtung Liencres/Amia mit den distaleren Fan-Ablagerungen. Der progradierende LSF überlagert ab Schicht 81 (Profilmeter 58) diese Sedimente. Die Lithologie der Einzelschüttungen ist deutlich proximaler als in Liencres/Amia. Neben bioklastischen Wacke- bis Floatstones (Bivalvenschill, Bryozoen, Echinodermen, lenticuline, miliolide und lituolacee Foraminiferen) treten Schüttungen mit einem Siltanteil von über 50% auf, die lediglich karbonatisch zementiert sind und daher eher als karbonatische Sandsteine bezeichnet wer-

den sollten. Über den Calcisphären-Packstones des LST mit dem *incertus*-Event, setzt wie in Liencres/Amia auf der TS [*M. leskei* (groß)-Event], der TST mit mergeldominierten, retrograden Kalk/Mergel-Dachbankzyklen ein.

Die MFZ fällt in den Bereich einer Störung, oberhalb derer die prograden Sedimente des HST aufgeschlossen sind. An der Basis des HST ist das *Sternotaxis plana*-Event erkennbar, das sich hier besonders durch *Sternotaxis*-Nester auszeichnet, in

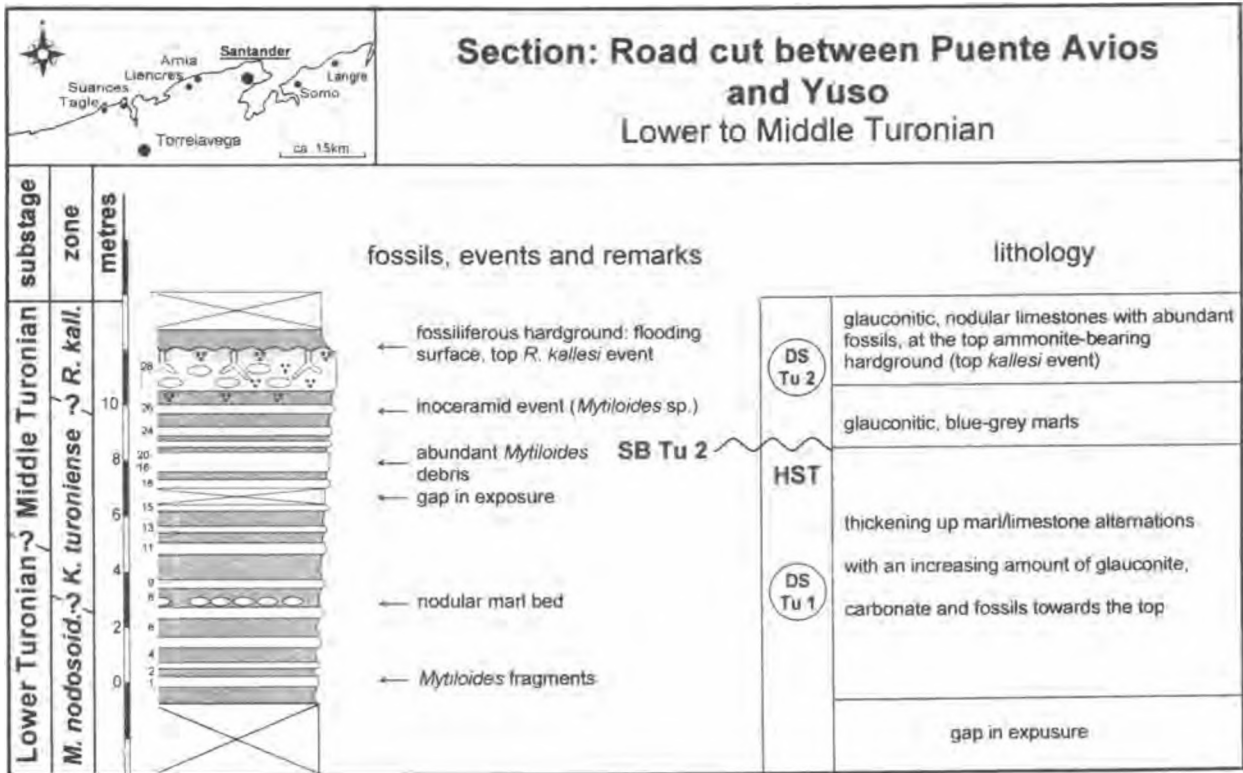


Abb. 28: Lithologisch/fazielle Entwicklung der oberen DS Tu 1 sowie der basalen DS Tu 2 (bis Top *kallesi*-Zone, d. h. bis zur FS von DS Tu 2) im verwachsenen Straßenprofil zwischen Puente Avios und Yuso.

denen bis zu zwanzig Individuen angereichert sein können (Taf. 11, Abb. 4). Obzwar etwas proximaler, gleicht die Lithologie der des Lienres/Arnia-Bereiches durchaus. Abgeschlossen wird die Sequenz von dickbankig verwitternden, schlecht sortierten, bioklastischen Wackestones (Solitärkorallen, Auster- und Echinodermenschill, Calcisphären, planktonische Foraminiferen, Silt, Glaukonit).

**Fauna:** Prinzipiell gleicht die Faunenfolge der Makro- und Mikrofauna der des Lienres/Arnia-Bereiches und kann der Abb. 26 entnommen werden. Von ökologischem Interesse sind jedoch die eingeschalteten Hartgründe, da auf diesen bisweilen stark angereichert Solitär- und Stockkorallen, *T. amphisoena*, *M. leskei*, *H. (B.) gauthieri* sowie inkrustierende und pycnodonteartige Auster auftreten. Von stratigraphischer Bedeutung ist das Vorkommen von *My. incertus* in Schicht 76, das die *incertus/neptuni*-AZ anzeigt.

**3.4.5 DS Tu/Co: Beschreibung:** Ob starker tektonischer Überprägung und damit einhergehenden Störungen kann die Mächtigkeit dieser Sequenz nicht genau angegeben werden und wird auf ca. 60-70 Meter geschätzt (Abb. 27). Damit erreicht sie ungefähr die gleiche Mächtigkeit wie

im Raum Lienres/Arnia. Prinzipiell sind die dort erkannten Parasequenzen mit gleichem Stapelungsmuster auch hier wiederzufinden und leicht parallelisierbar. Die aufgenommenen Schichten des späten HST können problemlos korreliert werden. Aufgrund des höheren Silt-, Glaukonit- und Fossilgehaltes, sowie der deutlich stärkeren Präsenz von *Thalassinoides*, zeichnet sich dieses Profil als proximaler aus. Dies steht im Einklang mit der Mikrofazies, die eine deutlich schlechtere Sortierung bei gleichzeitiger Zunahme des Silt-, Glaukonit- und Bioklasten-Anteils zeigt.

**Fauna:** Die auftretende Fauna gleicht der des Lienres/Arnia-Bereiches im gleichen Intervall, wenn auch die Fossilführung im HST deutlich größer ist. Daneben setzt abundante Fossilführung innerhalb einer Parasequenz bzw. eines Zykluses früher ein als in Lienres/Arnia. So tritt das Massenaufreten von *Micraster* früher als in Lienres ein und ist akzentuierter. Neben *Micraster* sp. ist *S. spinosus* das häufigste Makrofossil. Auch Inoceramenfragmente treten nun häufiger auf. Vereinzelt wurde *Cr. waltersdorfensis* in einem Bereich klar oberhalb der Coniac-Grenze gefunden. Die Sequenz fällt in die Foraminiferenzone von *D. primitiva*. Die Fauna gleicht der des Lienres/Arnia-Bereiches.



### 3.5 Puente Avios

(verwachsener Straßeneinschnitt Tagle - Yuso  
RW: 412.800, HW: 4.807.500)

An der Straße von Tagle nach Yuso sind rechterhand zwischen Puente Avios und Yuso (vgl. Abb. 1) mittelturone Schichten der DS Tu 1 und basalen DS Tu 2 in Kalk/Mergel-Zyklik erschlossen (Abb. 28). Die Abfolgen liegen noch auf dem Nordflügel der Sinclinal de Santillana/San Roman nahe der Muldenachse und fallen mit ca. 15° nach SE ein. Das Profil ist geringmächtig und ob der Vegetation schlecht zugänglich. Der Übergangsbereich zum Cenoman ist nicht sichtbar. Wie zuvor aus Tagle Ost beschrieben, bilden auch hier die das *kalesi*-Event überlagernden Mergel eine Verebnungsfläche.

**3.5.1 DS Tu 1: Beschreibung:** Die Basis der Sequenz ist nicht aufgeschlossen. Auch aus Vergleichen mit anderen Lokalitäten läßt sich die Mächtigkeit bis zum Cenoman-Kontakt nicht abschätzen. Die häufige Anwesenheit von *Mytiloides* ex gr. *labiatus/mytiloides*-Schill zusammen mit *K. turoniense* belegt bereits Mittel-Turon. Die Kalk/Mergel-Zyklik besteht aus bis zu 30 cm mächtigen Kalkbänken (Calcisphären-Wacke-

stones bis glaukonitische, bioklastische Wackestones), denen Mergelmittel oder Mergelpakete zwischengeschaltet sind (Abb. 28). Mit gutem Willen ist eine "thickening up"-Entwicklung erkennbar, die sich mikrofazial zunächst nicht bemerkbar macht. Ab Schicht 26 jedoch nimmt der Siltanteil (12-15%) sprunghaft zu. Wenn auch die korrelativen Schichten von Tagle Ost generell einen höheren Siltanteil führen, so ist doch der Faziesprung direkt unterhalb der Sequenzgrenze in beiden Profilen deutlich und kann zu Korrelationszwecken in Verbindung mit der Sequenzgrenze herangezogen werden.

**Fauna (Abb. 29):** Schon in den ersten aufgeschlossenen Bänken ist *Mytiloides*-Debris des Formenkreises *mytiloides/labiatus* nicht selten und tritt durch das ganze Profil hindurch verteilt auf. Die planktonische Foraminiferenfauna der Schicht 1 besteht aus *W. archaeocretacea*, *H. praehelvetica*, *D. hagni* und *D. marginata* sowie *Heterohelix* sp. Daneben kommen kleinwüchsige Formen vor, die durch ihren angedeuteten Kiel und ihre fibröse Schale bereits Übergangsformen zu *H. helvetica* darstellen (*H. aff. helvetica*). Ab Schicht 3 kommen echte *H. helvetica* vor. In den Schichten 24 und 26 kommt es zu einem Massenaufreten mytiloider Inoceramen, das mit dem *K. turoniense/Mytiloides*-Event der Lokalität

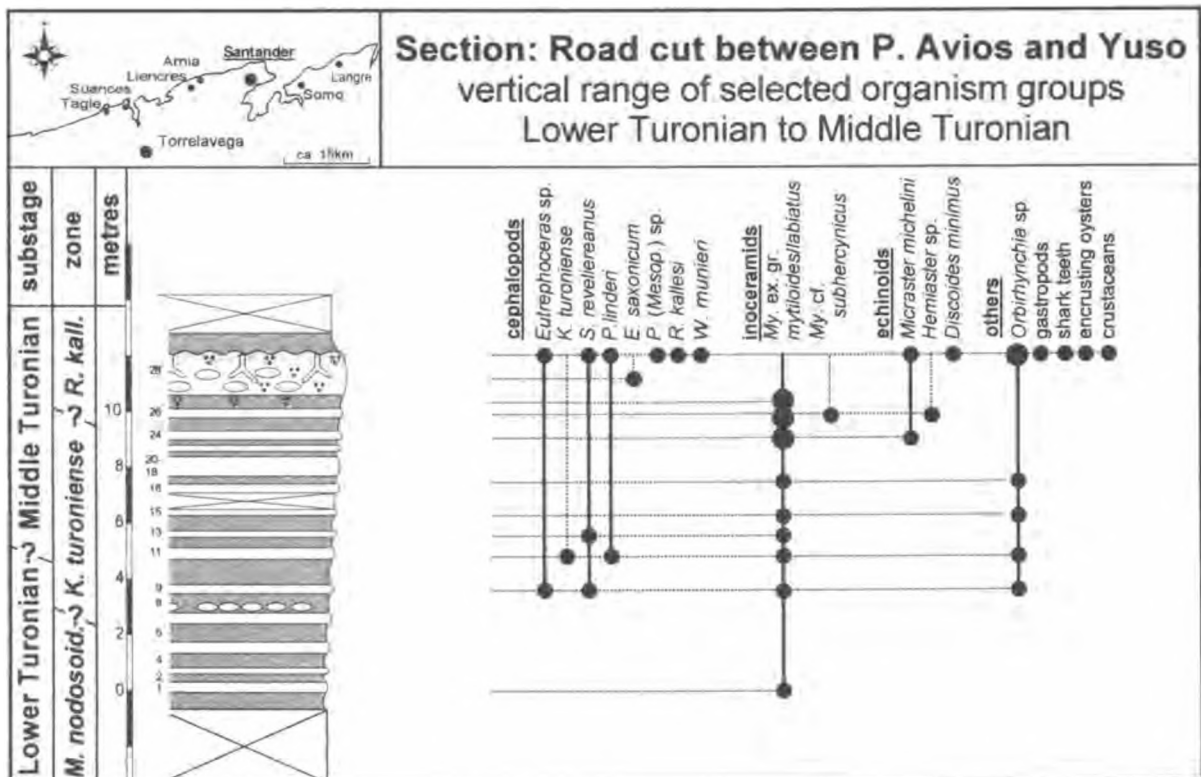


Abb. 29: Reichweiten ausgewählter Fossilgruppen im verwachsenen Straßenprofil zwischen Puente Avios und Yuso (*turoniense*- bis *kalesi*-Zone des Mittel-Turon).



täten Universität Santander und Tagle Ost korreliert. Neben *Orbirhynchia* sp. kommen Ammoniten (*P. linderi*, *S. reveliereanus*, *K. turoniense*) und *Eutrephoceras* sp. vereinzelt vor.

**3.5.2 DS Tu 2: Beschreibung:** Lediglich der Bereich zwischen SB Tu 2 und der TS, d. h. der LST, ist mit ca. 230 cm Mächtigkeit aufgeschlossen. Er ist somit geringer mächtig als z. B. in Tagle Ost oder Playa de Tagle (vgl. Abb. 21, Abb. 24). Dies steht in Einklang mit der Präsenz eines markanten Hartgrundes am Top der Folge (TS) mit einer Mächtigkeit von 15-20 cm, der im Vergleich mit obigen Lokalitäten eine bathymetrisch flachere Position vermuten läßt. Er ist typisch rötlich verfärbt, birgt eine reiche, teilweise phosphatisierte Invertebratenfauna und besteht aus einem bioklastischen Wackestone mit einem Glaukonitgehalt von bis zu 10%. Silt ist so gut wie nicht vorhanden. Intraklasten bis 6 cm Durchmesser können auftreten. Sie sind oberflächlich limonitisiert oder glaukonitisiert und zum Teil angebohrt.

Die liegenden Schichten bestehen aus einem intern geschichteten Paket glaukonitischer Mergel mit zwischengeschalteten Kalkknollen-Lagen, bei denen es sich wieder um *Thalassinoides*-Bauten handelt. Mikrofaziell bestehen die Knollen aus bioklastischen Wackestones mit planktonischen Foraminiferen, Echinodermen- und Bivalvenschill sowie benthonischen Foraminiferen und Glaukonit. Silt tritt sehr untergeordnet auf.

**Fauna:** Während im unteren Bereich des LST Fauna nur sporadisch auftritt (*E. saxonicum*, *Inoceramenschill*), geht die Hartgrundentwicklung mit der Erhaltung einer arten- und individuenreichen Fauna einher. Mit *R. kallesi*, *P. linderi*, *S. reveliereanus*, *N. cephalotus*, *W. munieri* und *Puzosia (Mesopuzosia)* sp. entspricht die Ammonitenfauna der des *kallesi*-Events, von dem faunistisch hier nur der oberste Teil dokumentiert ist (vgl. Kap. 7.3). Daneben kommen *Eutrephoceras* sp., *M. michelini*, *D. minimus*, *Orbirhynchia* sp., Gastropoden, Haifischzähne und Solitärkorallen vor.

### 3.6 Trasvia

**Küstenaufschluß nördlich Trasvia**  
(RW: 393.375, HW: 4.805.175)

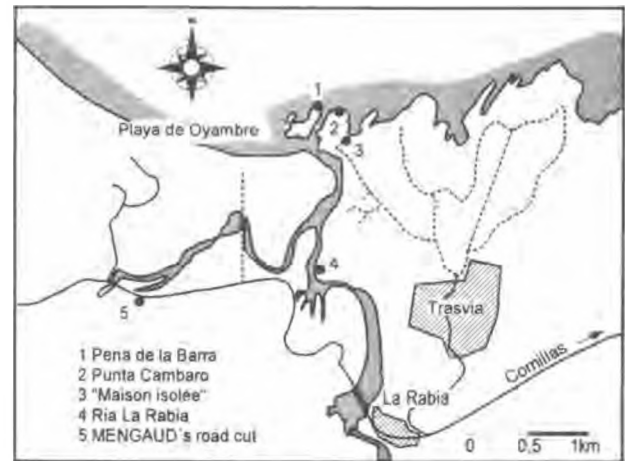


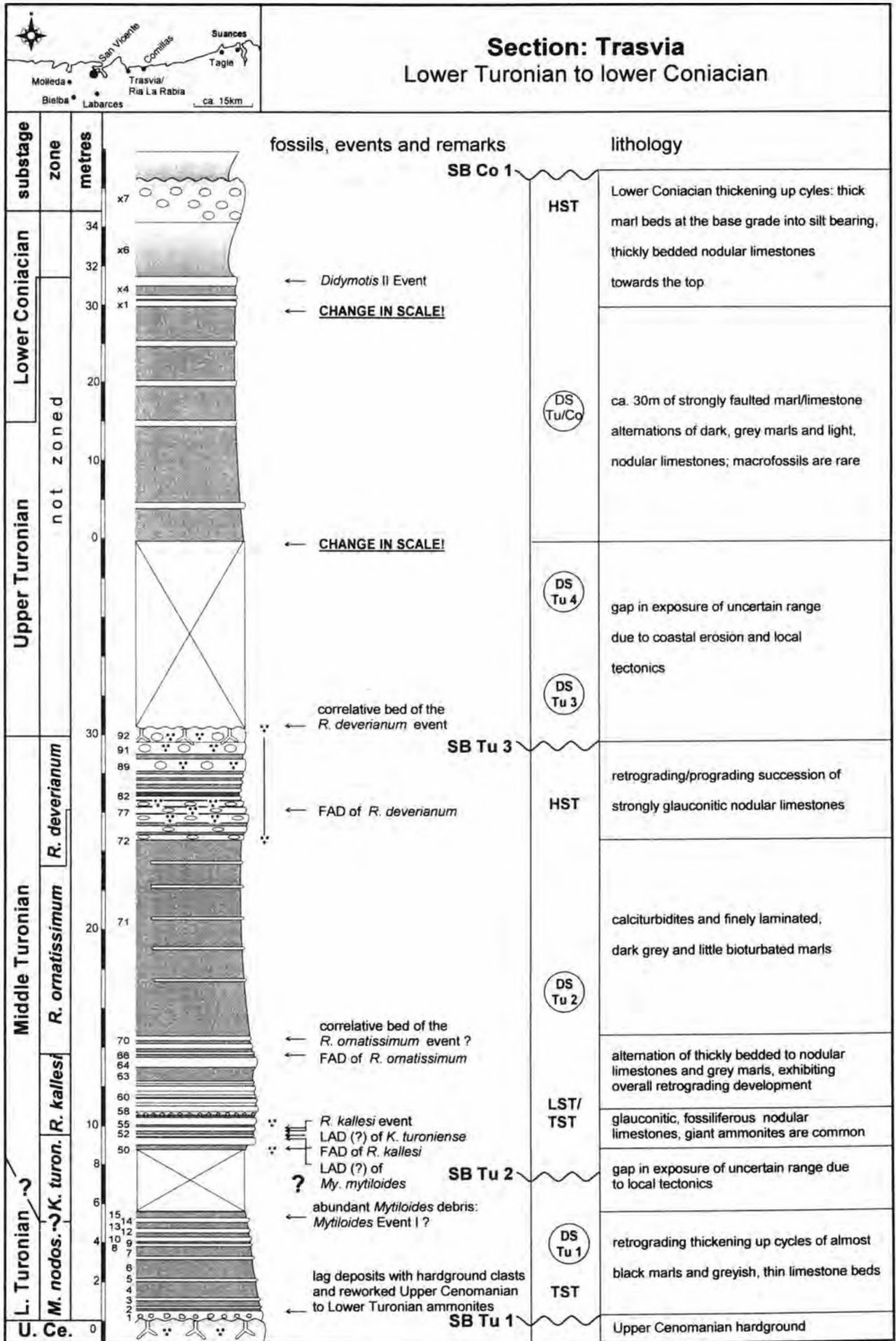
Abb. 30: Lageskizze der Profile im Bereich Trasvia und La Rabia

Ca. 2 km westlich von Comillas liegt das Dorf Trasvia am Ria La Rabia. Nördlich des Dorfes befinden sich am Punta Cambaro (Abb. 30, Pkt. 2) Ober-Cenoman- bis Mittel-Coniac-Aufschlüsse, die, tektonisch bedingt, nur lückenhaft sind. Ein kontinuierliches Profil konnte daher nicht aufgenommen werden. Die Folgen hier gehören im weitesten Sinne zum Nordflügel der Sinclinal de Comillas/Cóbreces, deren Achse um die NE-SW-Richtung streicht. Ob der tektonischen Zerstückelung des Gebietes fallen die Schichten mit stark variierendem Winkel prinzipiell nach SSE bzw. Süden ein.

MENGAUD (1920: S. 246) erkannte schon, daß sich zwischen den gelblich, dickbankig verwitternden, Kalken des Cenoman und den grauen Mergeln des Coniac mit *Micraster* und *Peroniceras subtricarinarum* glaukonitische, mergelige Sedimente turonen Alters befinden: "Par suite d'une compression des couches, ce dernier, froissé, chevauche les bancs turoniens en partie. La fauna d'Ammonites est la suivante: *Acanthoceras Douvillei* PERVINQUIÈRE, *Mammites Reveliereanus* COURTILLER, *Puzosia Gaudemaris* ROMAN et MAZERAN, *Prionotropis* sp [nach moderner Taxonomie entspricht dies den Arten: *Puzosia (Mesopuzosia) gaudemaris*, *K. turoniense*, *S. reveliereanus*]

Abb. 31 (S. 50): Lithologisch/fazielle Entwicklung des Turon und Unter-Coniac (*nodosoides*-Zone bis *deformis*-Zone) im Raum Trasvia. **Merke:** Die Gesamtmächtigkeit des höheren Mittel-Turon und des Ober-Turon bleibt ob störungsbedingter Aufschlußlücken unklar.

Abb. 32 (S. 51): Reichweiten ausgewählter Fossilgruppen vom Unter-Turon (*nodosoides*-Zone) bis ins Unter-Coniac (*deformis*-Zone) im Küstenaufschluß nördlich Trasvia.





und *Collignoniceras* sp. Bei letzterem handelt es sich vermutlich eher um *L. fleuriausianum*]. Diese Fauna repräsentiert stratigraphisch den Bereich unterhalb des *kallesi*-Events *sensu* WIESE (1995) und damit die höchste *turoniense*-Zone. Entgangen ist MENGAUD jedoch, daß auch Sedimente der *nodosoides*-Zone sowie der *kallesi*-, *ornatissimum*- und *deverianum*-Zone, jeweils belegt durch das Auftreten der Index-Ammoniten, anstehen.

Erschlossen sind Teile der DS Tu 1 und DS Tu 2. Teile der DS Tu 3 stehen im Intertidal an (Taf. 8, Abb. 4), sind jedoch der Meereserosion anheim gefallen und völlig bewachsen (vgl. Abb. 31). Daher wurde auf eine Bearbeitung verzichtet. DS Tu 4 und der untere Teil der DS Tu/Co fehlen störungsbedingt (Taf. 8, Abb. 4).

**3.6.1 DS Tu 1: Beschreibung:** Lediglich der TST der DS Tu 1 ist aufgeschlossen (Abb. 31). Die Mächtigkeit ist daher ungewiß.

Mit scharfem Kontakt überlagern hellgraue, unterturone Kalke (*nodosoides*-Zone) einen markanten Hartgrund, der *Calycoceras naviculare* (MANTELL), *Calycoceras (Newboldiceras) asiaticum asiaticum* (JIMBO) und *Desmoceras latidorsatum* (MICHELIN) führt und somit als Ober-Cenoman (*geslinianum*-Zone) eingestuft werden kann (WILMSEN 1997b). Seine limonitisierte Oberfläche ist gelblich bis rostrot verfärbt und daher im Gelände leicht erkennbar. Er ist tiefgründig von *Thalassinoides paradoxicus*-Bauten durchwirkt (Taf. 8, Abb. 5, 6). Die zur Ablagerungszeit offenstehenden Bautensysteme, deren Wandungen glaukonitisiert sind, dienten als Sedimentfallen und beinhalten heute neben Material der überlagernden Kalke, (Taf. 13, Abb. 3) phosphatisierte und limonitisierte Klasten nebst einer artenreichen Invertebratenfauna. Am Kontakt zwischen Hartgrund und Überlager befindet sich eine Residuallage, die neben Klasten eine sowohl obercenomane als auch unterturone Elemente bergende Fauna führt. Die sedimentäre Überlieferung beginnt in der *nodosoides*-Zone, belegt durch die Funde einiger, wenn auch meist schlecht erhaltener Exemplare von *Morrowites wingi* (MORROW) (Taf. 1, Abb. 7).

Aus den dem Hartgrund überlagernden bioklastischen Echinodermen-Wackestones (Crinoiden, Calcisphären, planktonische und benthonische Foraminiferen, Bivalven, Rhaxen, Peloide, Glaukonit, Silt, Hartgrundklasten und aufgearbeitete Ammoniten, Taf. 13, Abb. 4) entwickelt sich schnell eine retrograde "thickening up"-Zyklus des TST mit dunklen Mergeln an der Basis und Kalkbänken am Top (Taf. 8, Abb. 5). In Schicht 15

kommt es zu einem Massenaufreten von *Mytiloides* sp., das aller Voraussicht nach mit denen von Langre, der Universität Santander und Puente Avios korreliert. Die MFZ und der HST sind nicht aufgeschlossen.

**Fauna (Abb. 32):** Die Klasten- bzw. Residuallage führt eine verhältnismäßig artenreiche Fauna, die ob der Umlagerung und der Alteration schlecht erhalten ist. Sie besteht aus *Calycoceras naviculare*, *Desmoceras latidorsatum*, *Metoicoceras* sp., *Vascoceras* sp., *Fagesia* sp., *Eucalycoceras* sp., *Euomphaloceras* sp., *Puzosia* sp., *Wrightoceras munieri* (PERVINQUIÈRE), *Schindewolfites ganuzai* WIEDMANN, *Orbirhynchia* sp., Gastropoden und Bivalven. Stratigraphisch indiziert diese Fauna Ober-Cenoman (*geslinianum*-Zone) und Unter-Turon (Äquivalent des oberen Teils der *devonense*-Zone?, vgl. Kap. 6.1.1). Die *juddii*-Zone ist faunistisch auch in der Klastenlage nicht nachweisbar.

Die Schicht 1 beinhaltet neben *Morrowites wingi* (Taf. 1, Abb. 7) und *Pachydesmoceras linderi Parapuzosia (Austiniceras) austeni* (SHARPE). Die planktonische Foraminiferenfauna setzt sich aus *Dicarinella algeriana*, *D. hagni*, *Praeglobotruncana stephani* und *Helvetoglobotruncana praelhelvetica* zusammen. *H. helvetica* setzt im Bereich der Schicht 2 ein. *Morrowites wingi* wurde in Schicht 10 letztmals gefunden. In Schicht 8 tritt *Spathites reveliereanus* erstmals auf. Ab Schicht 13 nimmt der Inoceramendebris zu. Dies kulminiert in einem Massenaufreten mytiloider Inoceramen im höheren TST, das aller Wahrscheinlichkeit nach mit dem *Mytiloides*-Akme aus Langre (Abb. 17) in ähnlicher sequenzieller Position korreliert.

**3.6.2 DS Tu 2: Beschreibung:** Die SB Tu 2 und die Basis der DS Tu 2 sind einer Störung zum Opfer gefallen. Die Abfolge beginnt daher mit den glaukonitischen, bioklastischen Wackestones des LST/TST, an dessen Top sich das ausgesprochen fossilreiche *kallesi*-Event befindet. Die oberste Grenze des *kallesi*-Events wird durch einen Festgrund/Hartgrund gebildet, dessen offene Bautensysteme mit Hangend-Material verfüllt sind. Folgend entwickelt sich eine retrograde Kalk/Mergel-Zyklus des TST (bis Schicht 70) bei sukzessiver Abnahme des Karbonat-Gehalts und des Durchmessers der *Thalassinoides*-Knollen. Eine Calciturbidit-Sequenz (Schicht 71) markiert den Bereich der MFZ und den frühen HST (sie korreliert mit Schicht 117 Ensenada de Madero, 101 Universität Santander und z13 Tagle).

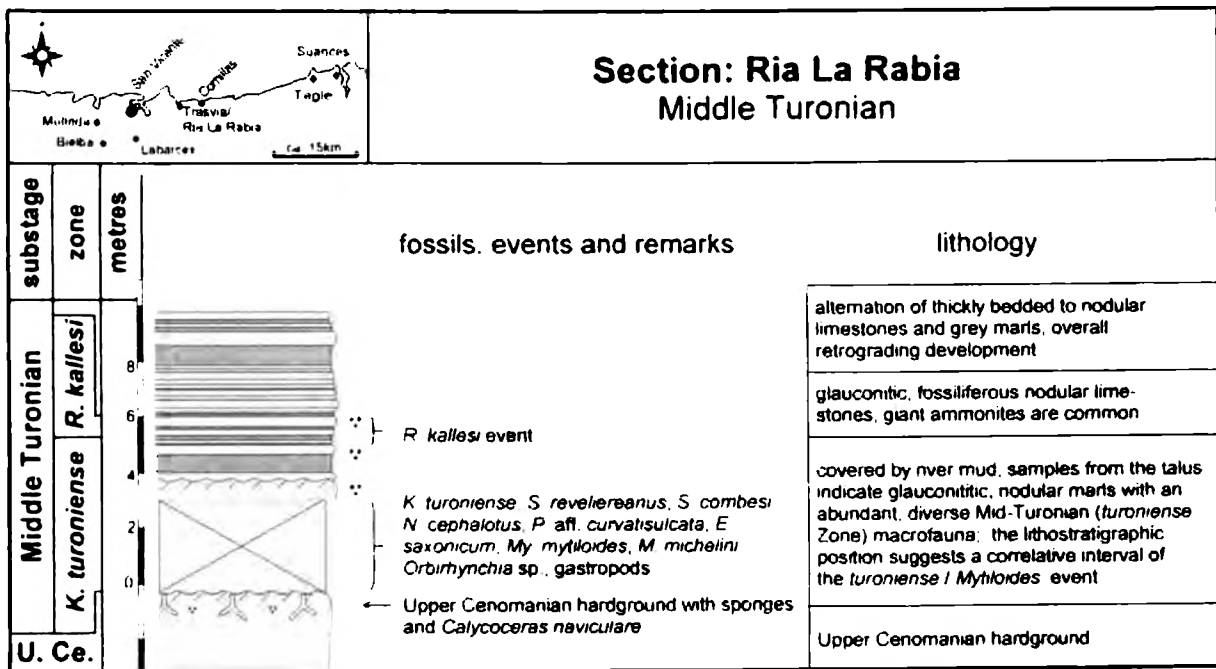


Abb. 33: Lithologisch/fazielle Entwicklung des unteren Mittel-Turon (*turoniense*- und *kallesi*-Zone) am Ria La Rabia. Obwohl der Cenoman/Turon-Kontakt von Flußsedimenten bedeckt ist, zeigen kleinere Ausbisse einen ungestörten Kontakt.

Der späte HST wird durch symmetrische Knollenkalk-Zyklen gebildet, die bis Schicht 76 progradieren, dann regradieren. Schicht 82 markiert den "inflection point". Die Sequenz kulminiert in den dickbankigen Knollenkalken von Schicht 91 (glaukonitischer, bioklastischer Wackestone mit Echinodermenschill, Calcisphären, planktonischen und benthonischen Foraminiferen sowie Bivalvenbruch und Silt).

**Fauna (Abb. 32):** Die Schichten des LST (50 bis 56) mit dem *kallesi*-Event (52-56) zeichnen sich durch abundante Ammonitenführung aus [*Kamerunoceras turoniense*, *Neoptychites cephalotus*, *Lecointricerus fleuriausianum*, *Romaniceras kallesi*, *Spathites reveliereanus* (Taf. 2, Abb. 5, 6), *Pachydesmoceras linderi*, *Eubostriochoceras saxonicum*, *Wrightoceras munieri*, *Puzosia (M.) indopacifica* (Taf. 2, Abb. 3), *Donenriquoceras forbesicerati-forme* WIEDMANN, Großammoniten]. Daneben kommen zahlreiche Echiniden (*Micraster michelini*, *Cardiaster truncatus*, *Cidarid sp.*, *Discoides minimus*) sowie *Orbirhynchia sp.*, inkrustierende Austern, Gastropoden und Crustaceenreste vor. Das *kallesi*-Event wurde von WIESE (1995, 1996a) bereits eingehend beschrieben.

Von biostratigraphischer Relevanz ist das LAD des Formenkreises *Mytiloides ex gr. mytiloides/labiatatus* in Schicht 51, bereits deutlich innerhalb der *kallesi*-Zone. Oberhalb des *kallesi*-Events geht die Fauna sprunghaft zurück. Lediglich *Tetragonites*

*epigonum* und *Pachydesmoceras linderi* kommen vereinzelt vor. In Schicht 66 tritt erstmals *Romaniceras ornatissimum* auf. Die *deverianum*-Zone beginnt mit dem FAD von *Romaniceras deverianum* in Schicht 77.

**3.6.3 DS Tu 3: Beschreibung:** DS Tu 3 steht z. T. in völlig angewittertem Zustand im Intertidalbereich an (Taf. 8, Abb 4). Sie beginnt mit einer ca. 90 cm mächtigen glaukonitischen Knollenkalkbank, die innerhalb des lithostratigraphischen Gerüsts als mit den Schichten 5 & 6 aus Playa de Tagle korrelierend interpretiert wird und somit das lithologische Äquivalent des *deverianum*-Events darstellt. Bis auf je ein Exemplar von *Romaniceras deverianum* und *Spondylus spinosus* konnte ob der völligen Bioturbation und der tiefgründigen Anwitterung keine Fauna gesammelt werden. Mit dieser Bank endet die Profilaufnahme.

**3.6.4 DS Tu 4 & DS Tu/Co: Beschreibung:** DS Tu 4 fehlt störungsbedingt. Im Hangenden eines Störungsbereiches setzt der frühe HST der DS Tu/Co ein, bestehend aus einer immer wieder gestörten, monotonen Wechselfolge von dunklen Mergeln und undulierenden Kalkbänken. Daraus entwickelt sich eine prograde "thickening up"-Zyklus, die stets mit dunklen Mergeln beginnt und graduell in einen fossilführenden Knollenkalk

übergeht, dessen Top undulierend ist und Anzeichen frühdiagenetischer Zementation zeigt (Knollen, unkomprimierte Ichnofossilien). Ein Zyklus kann im späten HST eine Mächtigkeit von ca. 4 m erreichen, wie z. B. der Komplex x6/x7, dessen Top mit dem Top der *Micraster*-Kalke aus dem Liencres/Amia-Bereich korreliert wird (vgl. Abb. 31).

**Fauna:** Die Sedimente des frühen HST sind bis auf einen Fund von *Sternotaxis plana* frei von Makrofossilien. In der Schicht x3 treten die ersten *Didymotis costatus* und *Micraster* der *praecursor/cortestudinarium*-Linie auf. Am Top von Schicht 5, die gleichzeitig das Endglied eines "thickening up"-Zyklus darstellt, kommt es zu einem Häufigkeitsmaximum von *Didymotis costatus*. Die Morphotypen der in diesem Bereich vorliegenden Form entsprechen denen des *Didymotis* II-Events. Eine Korrelation mit dem *Didymotis* II-Event von Liencres/Amia ist daher möglich. Daneben treten *Micraster ex gr. cortestudinarium*, *Spondylus spinosus* und Spongien auf. Inoceramen wurden bisher nicht gefunden.

### 3.7 Ria La Rabia

(RW: 393.225, HW: 4.804.800)

Nur ca. 600 m vom Küstenprofil Trasvia entfernt liegt im NNE des Dorfes, am Ostufer des Ria La Rabia, ein weiteres Turon-Profil, das, ebenfalls stark gestört, bis ins Coniac reicht (Abb. 30, Pkt. 4). Jedoch war eine Profilaufnahme ob der Vegetation und der Bedeckung mit Talus oder Uferschlamm nicht möglich. Im Verlauf des Streichens, hinüber auf das Westufer des Ria La Rabia, ist der Kontakt des Turon auf dem Ober-Cenoman-Hartgrund an der Straße La Rabia-Oyambre ebenfalls, wenn auch schlecht, aufgeschlossen (Abb. 30, Pkt. 5; RW: 392.875, HW: 4.804.550; Taf. 8, Abb. 7). Dieser Aufschluß war auch MENGAUD (1920) bekannt, und er konnte mit dem Fund von *Spathites reveliereanus* die den Hartgrund überlagernden Schichten als Turon datieren. In der Tat zeigt sich, daß an obigen Lokalitäten die sedimentäre Überlieferung erst wieder in der *turonienne*-Zone beginnt und demzufolge der Bereich am Ria La Rabia im

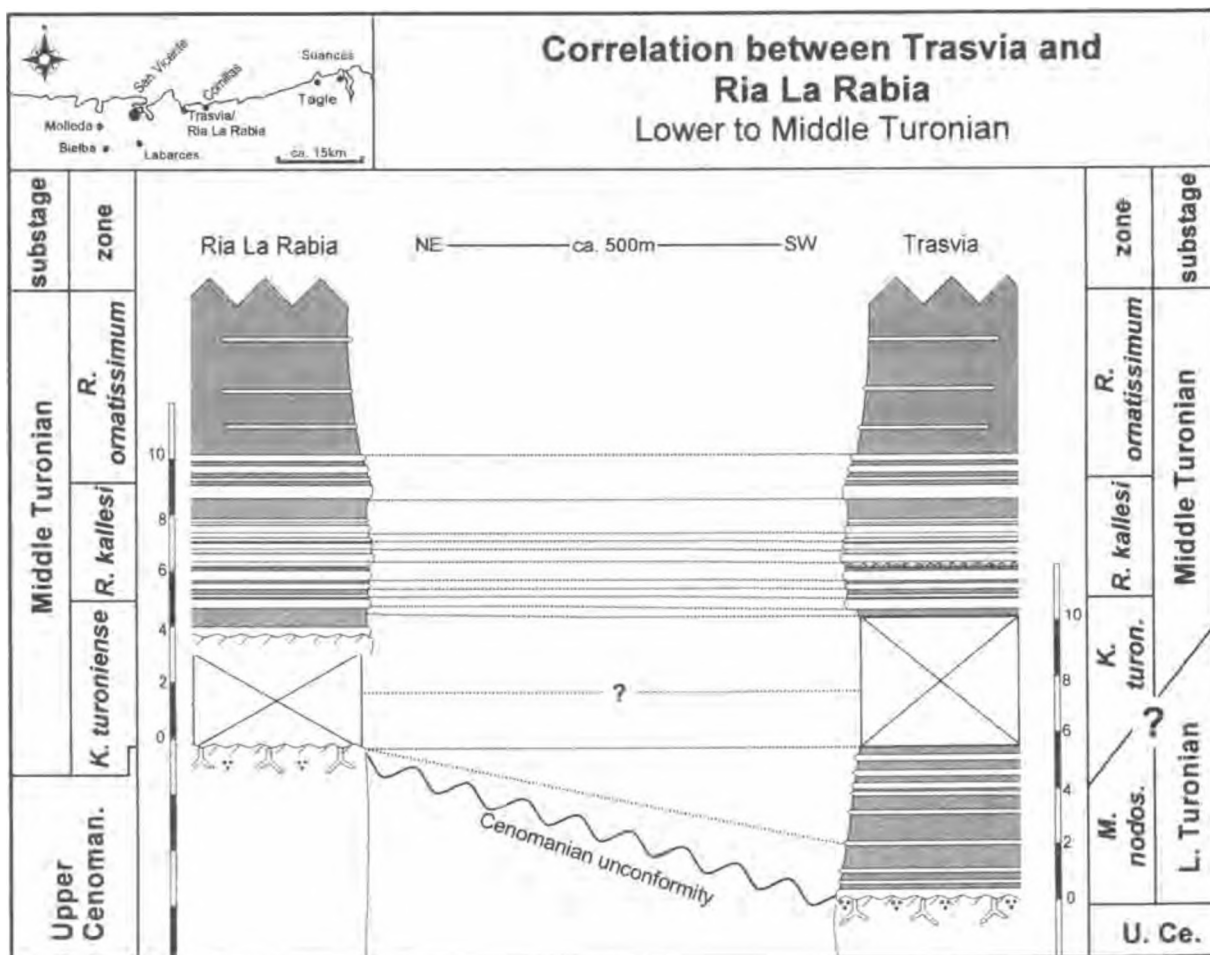


Abb. 34: Laterale Korrelation des Unter- und unteren Mittel-Turon zwischen Ria La Rabia und Trasvia.



Vergleich zum Küstenaufschluß Trasvia eine Schwellenposition einnimmt (Abb. 33). Obzwar der Hartgrund selbst am Ostufer Ria La Rabia schön angewittert ansteht, ist der Kontakt des Turon ausgewittert und vom Talus bedeckt. Jedoch reicherte sich im Strömungsschatten der Hartgrundklippe eine regelrechte Fossilenseife an, die ob der anhaftenden Matrix und der Faunenzusammensetzung als eindeutig einem Niveau zugehörig angenommen wird, das den Hartgrund unmittelbar überlagert. Dies wird durch die Fossilfunde und Lithologie des Turonkontaktes am Straßenaufschluß bestätigt. Folgende Formen treten auf: *Eutrephoceras* sp., *Kamerunoceras turoniense*, *Spathites combesi* (SORNAY), *Spathites reveliereanus*, *Wrightoceras munieri*, *Neoptychites cephalotus*, *Pachydesmoceras linderi*, *Puzosia curvatisulcata*, *Eubostrychoceras saxonicum*, *Mesopuzosia* sp., *Micraster michelini*, *Discoides minimus*, *Orbirhynchia* sp. und Gastropoden. Daneben kommen Inoceramen des Formenkreises *Mytiloides* ex gr. *mytiloides/labiatus* vor (vgl. Abb. 33).

Der Übergang zur SB Tu 2 ist durch Pflanzenwuchs und Schlamm undeutlich. Doch können die Schichten oberhalb erkannt und zum Küstenaufschluß Trasvia in gleicher Mächtigkeit korreliert werden (vgl. Abb. 34), was die Nivelierung des Reliefs für diesen stratigraphischen Bereich anzeigt. Die Position der Fossilseife und deren Fauna dicht unterhalb der Sequenzgrenze legt die Vermutung nahe, daß dieses stratigraphische Intervall mit dem *turoniense/Mytiloides*-Event aus Santander, Puente Avios und Molledas korreliert.

### 3.8 Bielba

Bielba "La Piscina" südlicher Ortsausgang  
(Abb. 35, Pkt. 2), RW: 382.300, HW: 4.797.100

Bielba Weganschnitt, westlicher Ortsausgang  
(Abb. 35, Pkt. 3), RW: 381.200, HW: 4.797.300

Bielba, Weganschnitt, westlicher Ortsausgang  
(Abb. 35, Pkt. 4), RW: 381.400, HW: 4.797.400)

Im Raum Bielba/Labarces (Abb. 35) stehen kretazische Folgen vom kantabrischen Wealden bis zum Kreide/Tertiär-Übergang großflächig zu Tage tretend an. Sie gehören tektonisch zur E-W streichenden Sinclinal de Bielba (Abb. 2), deren Achse am Nordrand der namensgebenden Ortschaft verläuft.

Obwohl einzelne Schichten im Streichen über eine Distanz von bis zu 200 m abgegangen werden können, ist die Aufnahme eines kontinuierlichen

Turon/Coniac-Profiles ob der Vegetationsdecke nicht möglich. Daher wurde lediglich der Kontakt Cenoman/Turon nebst des Hangenden detailliert in Bielba selbst beprobt, da die Nähe zum Cabuerniga Rücken dem Profil in paläogeographischer Hinsicht eine gewisse Bedeutung verleiht.

Obwohl sich MENGAUD (1920) durchaus der Präsenz turoner Schichten im Raum La Florida (Abb. 1) bewußt war, beschrieb doch erst FEUILLÉE (1967) aus Bielba fossilreiches Turon aus einem (von ihm erstmals beschriebenen) Aufschluß unterhalb der Straße Bielba-Labarces an einem Feldweg, der an einem kleinen Wehr endet. Das Wasser staut sich dort poolartig, weshalb die Anwohner diese Bademöglichkeit als "Piscina" (Schwimmbad) bezeichnen. Diese Bezeichnung wurde für die am Wegesrand

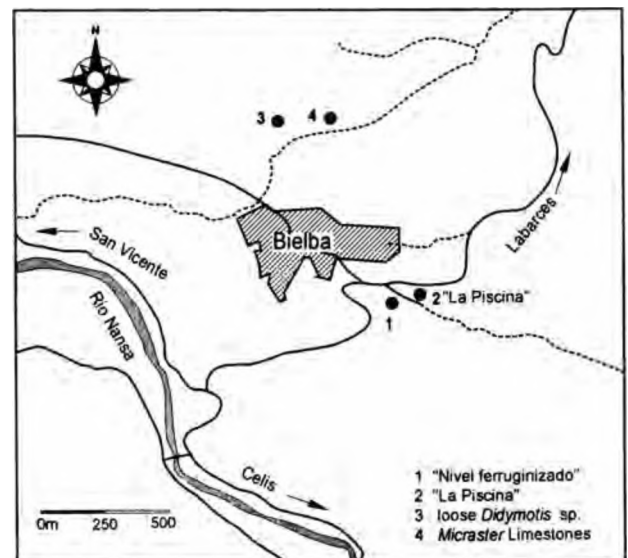


Abb. 35: Lageskizze der Aufschlüsse in der Umgegend Bielbas

anstehenden Turonschichten als Lokalitätsname gewählt (Bielba, "La Piscina", vgl. Abb. 35, Pkt. 2).

Wie in Liencres/Arnia oder Trasvia, ist auch hier der Kontakt Cenoman/Turon durch einen Hartgrund geprägt, der wegen seiner augenfälligen Limonitisierung von den kartierenden Geologen der I.G.M.E. (Hoja 57 Cabezon de la Sal, 1978) als "nivel ferruginizado" (Abb. 35, Pkt. 1) bezeichnet wurde.

Aufgenommen wurden der obere Teil der DS Tu 1, die SB Tu 2 und der LST/TST der DS Tu 2 (nebst lithostratigraphischem Pendant des *kalesi*-Events) sowie die Mergelfazies oberhalb der TS (Abb. 36). Punktuell sind kleinere Aufschlüsse im Mittel-Turon bis Unter-Coniac im Raum Bielba zugänglich. Es zeigt sich, daß die Standardabfolge



des Bereiches Liencres lithologisch ungefähr nachvollzogen werden kann. Besonders Ober-Turon und Coniac zeichnen sich durch eine typische Abfolge signifikanter lithologischer und paläontologischer Ereignisse aus, die für die regionale Korrelation zu den Standardprofilen des Liencres/Arnia-Bereiches von Bedeutung sind. Im Einzelnen können im Gelände erkannt werden:

5) Lokal auftretenden Calciturbiditsequenzen stehen an der Straße Bielba-Labarces, deutlich oberhalb des *Didymotis* II-Events an, die zeitlich vermutlich mit den Allochthoniten des LST der Sequenz DS Co 1 des Standardprofils Liencres korrelieren.

4) Oberhalb des *Didymotis* II-Events setzt nach einer Mergelfazies eine "thickening up"-Zyklus ein, die in einem Massenaufreten von Micrastern der *cortestudinarium*-Gruppe kulminiert (Abb. 35, Pkt. 4).

3) Das *Didymotis* II-Event konnte im Anstehenden bei Kartierarbeiten der AG ERNST (I. MAUSA, G. SCHWAMBORN) am Top einer "thickening up"-Folge nachgewiesen werden.

2) Die Existenz des *Didymotis* I-Event kann durch lose Funde von *Didymotis costatus* (Typ *Didymotis* I-Event) nachgewiesen werden (Abb. 35, Pkt. 3, Taf. 17, Abb. 9)

1) Distale Kalk/Mergel-Wechselfolgen stehen am nordwestlichen Ortsausgang an, in denen das FAD der ersten *M. ex gr. praecursor/cortestudinarium* liegt. Daneben kommen *Micraster leskei* und *Sternotaxis plana* vor. Die Echinidenassoziation gleicht somit der des Liencres/Arnia-Bereiches.

Die lithologische Entwicklung entspricht zumindest im Ober-Turon und Unter-Coniac der in den Referenzprofilen im Bereich Liencres/Arnia, und eine lithostratigraphische wie auch eventstratigraphische Korrelation zwischen beiden Gebieten ist prinzipiell möglich. Jedoch sei auf eine Besonderheit hingewiesen, die später hinsichtlich der paläogeographischen Rekonstruktion wichtig ist: Im gesamten Bereich Bielba/Labarces setzt mit der FS der DS Tu 2 die starke Glaukonitführung bis ins höhere Coniac aus. Damit ist hier, anders als im Standardprofil Liencres/Arnia, der Zeitraum *ornatissimum*- bis *deformis*-Zone durch ruhige Karbonat- und Mergelablagerungen gekennzeichnet, und die gesamte Lithofazies indiziert relative Landferne. Damit scheint das Cabuerniga

Hoch als Lieferant klastischen Materials zumindest in diesem Zeitraum keine Rolle zu spielen.

Die biostratigraphischen Daten aus dieser Abfolge belegen die Existenz sowohl des obersten Ober-Turon als auch des Unter-Coniac. Die auf Foraminiferen beruhende Interpretation von CARRERAS SUAREZ & RAMIREZ DEL POZO (1971) und I.G.M.E. (1978), das gesamte Coniac sei einer Schichtlücke zum Opfer gefallen, erscheint somit inkorrekt. Es muß jedoch eingeräumt werden, daß, im Gegensatz zum Raum Santander, in dem das gesamte Coniac bis 150 m Mächtigkeit erreicht (WILMSEN et al. 1996), im Raum Bielba bereits nach wenigen zehner Metern eine glaukonitische Fazies einsetzt, die in einem Massenaufreten schlecht erhaltener Inoceramen kulminiert. Dieses korreliert aller Voraussicht nach mit dem *undulaticus*-Event, das als Grenzmarker zum Santon herangezogen wird. Damit erweist sich die Schichtfolge hier als deutlich kondensiert.

**3.8.1 DS Tu 1: Beschreibung:** DS Tu 1 ist sedimentär zumindest nicht als definiertes Schichtpaket erhalten. Turone Sedimente schon von DS Tu 2 überlagern einen Hartgrund obercenomanen Alters ("nivel ferruginizado", Abb. 35, Pkt. 1) mit scharfem Kontakt. Die Nähe zum Cabuerniga Hoch ist verantwortlich für Kondensation nebst Aufarbeitung und für die erst im Mittel-Turon (*turoniense*-Zone) wieder einsetzende Sedimentation. Jedoch kann ein Sediment turonen Alters in den Bautenfüllungen im Hartgrund nachgewiesen werden (WILMSEN 1997b), das vermutlich das lithologische Äquivalent der DS Tu 1 repräsentiert.

Faunistisch kann dies durch eine Residual-Lage über dem Hartgrund gestützt werden, die Ammoniten birgt, die in anderen Bereichen des Arbeitsgebietes nur aus der DS Tu 1 bekannt sind (z. B. *Choffaticeras* sp.). Die diverse Invertebratenfauna der Residual-Lage ist stark korrodiert, glaukonitisiert und z.T. phosphatisiert. Der Cenoman-Hartgrund ist, wie auch in den Lokaltäten Liencres/Arnia und Trasvia/Ria La Rabia durch *Thalassinoides*-Bauten penetriert, die vielphasig verfüllt wurden.

**Fauna (Abb. 37):** Die aufgearbeitete cenomane Ammonitenfauna (*C. naviculare*, *Eucalycoceras pentagonum*, *Eucalycoceras rowei*, *Eucalycoceras gothicum*, *Thomelites sornayi*, vgl. WILMSEN 1997b) repräsentiert faunistisch die *geslinanum*-Zone des Ober-Cenoman an. Die aufgearbeitete turone Fauna läßt sich durch ihren Erhaltungs-

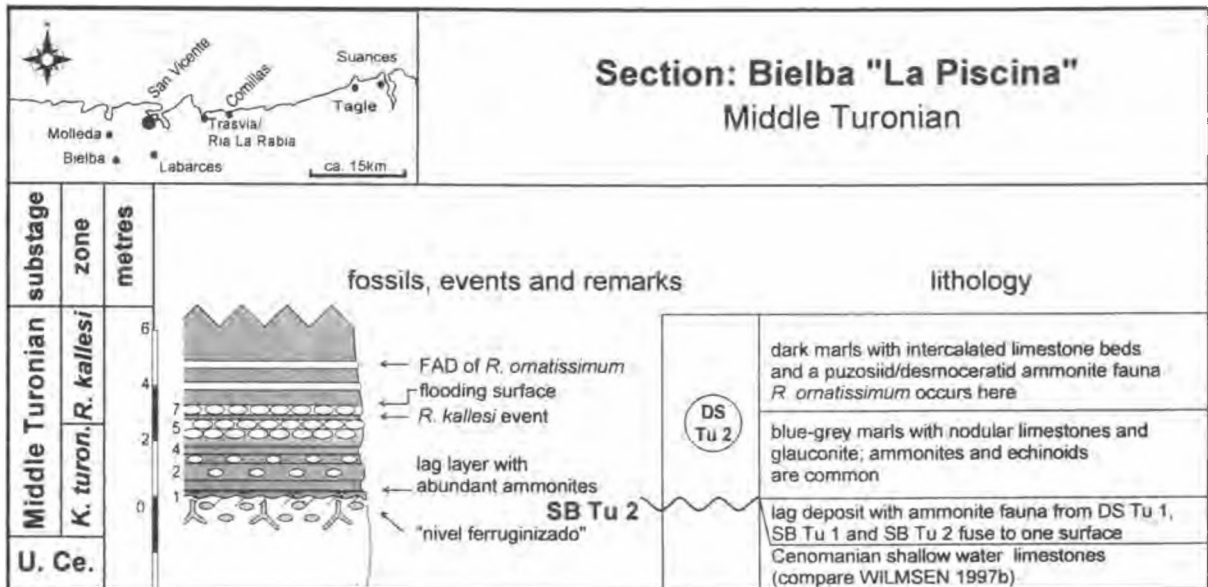


Abb. 36: Lithologisch/fazielle Entwicklung des transgressiven Mittel-Turon am Rande des Cabuerniga Hoch im Raum Bielba "La Piscina".

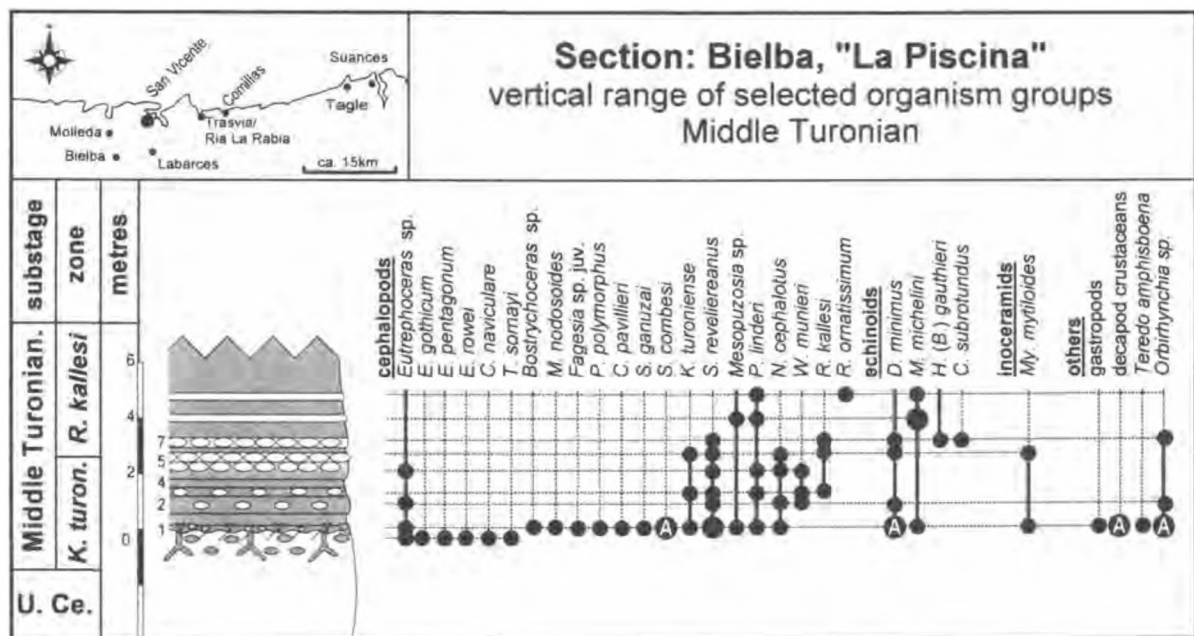


Abb. 37: Reichweiten ausgewählter Fossilgruppen im Mittel-Turon (*turoniense*- bis *ornatissimum*-Zone) im Raum Bielba "La Piscina".

zustand (s. o.) klar von jüngeren Elementen abgrenzen.

Die Cephalopodenfauna besteht aus *Eutrephoceras* sp., *Mammites nodosoides* (SCHLÜTER), *Paramammites polymorphus* (PERVINQUIÈRE), *Choffaticeras* cf. *luciae* (PERVINQUIÈRE) (Taf. 1, Abb. 4), *Choffaticeras pavillieri*, *Spathites combesi*, *Schindewolfites ganuzai* (Taf. 4, Abb. 5, 6), *Puzosia* (*Mesopuzosia*) sp. und *Pachydesmoceras*. Darüber hinaus kommen *Orbirhynchia*, *Discoidea minima*,

*Epiaster michelini* und Gastropoden sowie Crustaceenreste häufig vor.

**3.8.2 DS Tu 2: Beschreibung:** DS Tu 2 überlagert den Hartgrund mit glaukonitischen Mergeln (Schicht 1), die neben der Residual-Fauna von DS Tu 1 sowie phosphatisierten und glaukonitisierten Hartgrundklasten ebenfalls eine reiche, autochthone Invertebratenfauna führt. Nach einem

mergeligen Intervall mit zwischengeschalteten *Thalassinoides*-Knollen (bis Schicht 4) setzen bankige Knollenkalke ein (Schicht 5), die graduell in einer "thickening up"-Entwicklung in kompaktere Knollenkalke übergehen. Der Bereich von Schicht 1 bis zur FS (Top Schicht 6) wird hier als progradierender LST interpretiert, in dessen oberem Teil wie auch in anderen Lokalitäten das *kallesi*-Event liegt. Mit der FS geht ein Sedimentationsumschwung zu mergeldominierter Fazies einher, der dünne Knollenkalke (ca. 15-20 cm) zwischengeschaltet sind. Die Präsenz von *R. ornatissimum* nur wenige Zentimeter oberhalb der FS indiziert die *ornatissimum*-Zone, die auch hier, wie in Liencres/Arnia, mit einem deutlichen Faziesumschwung einhergeht. Das Hangende der Sequenz (TST, HST) konnte ob der Vegetation nicht aufgenommen werden.

**Fauna:** Der gesamte Bereich von Schicht 1 bis zur FS ist fossilreich. *Eutrephoceras* sp., *Neoptychites cephalotus*, *Pachydesmoceras linderi*, *Wrightoceras munieri* (Taf. 3, Abb. 4, 5) und *Spathites reveliereanus* kommen in diesem Intervall häufig vor. *Kamerunoceras turoniense* setzt unterhalb der FS aus, *Romaniceras kallesi* setzt darunter ein (Abb. 37). Von der Basis der Schicht 1 stammen *Mammites nodosoides* (Taf. 1, Abb. 1) *Schindewolfites ganuzai*, *P. polymorphus* (Taf. 1, Abb. 6), *K. turoniense*, *N. cephalotus*, *Spathites combesi* und *E. cf. saxonium*. Inoceramen des Formenkreises *Mytiloides mytiloides/labiatus* sind häufig. Individuen des Formenkreises *Mytiloides ex gr. hercynicus/subhercynicus* sind rar. *Orbirhynchia*, *Micraster michelini* und *Discoides minimus* treten immer wieder auf.

Mit der FS geht ein deutlicher Faunenschnitt einher. Die Ammonitenfauna wird nunmehr von desmoceratiden und puzosiiden Ammoniten dominiert, deren taxonomische Zuordnung noch problematisch ist. Unter diesen können zumindest *Pachydesmoceras linderi* und zwei Typen von *Puzosia* sp. erkannt werden. Bio- und lithostratigraphisch signifikant ist das an den Fazieswechsel gebundene FAD von *R. ornatissimum*, da dies ebenfalls im Raum Liencres/Arnia erkennbar ist.

### 3.9 Molleda

Straßenaufschluß an der N 621 südlich Molleda  
(RW: 376.925, HW: 4.802.700)

Südlich des Dorfes Molleda (Abb. 1), an der Nationalstraße N 621, befinden sich einige, mit tektonischen oder vegetationsbedingten Auf-

schlußlücken behaftete Straßenprofile vom Urgon bis ins Santon. Die Folgen liegen auf dem Nordflügel der E-W streichenden Anticlinal de Rio Nansa. Das Turon steht ca. 800 m südlich Molledas beidseits der Staße an und fällt mit ca. 40° nach Norden ein. Aufgeschlossen ist der oberste Bereich (HST) der DS Tu 1, die SB Tu 2, die Basis der DS Tu 2 (LST) mit dem *kallesi*-Event sowie die Mergel oberhalb der FS (Abb. 38). Die deutlich höhere Mächtigkeit der aufgeschlossenen Schichten im Vergleich zu anderen Profilen und die Mergeldominanz zeigen, daß diese Abfolge in einem vergleichsweise subsidenteren Beckenbereich abgelagert wurde. Diese Beobachtung steht in Einklang mit der paläogeographischen Lage des Profils zwischen dem Cabuerniga und den Liencres Hoch.

Das Profil wurde nur kurz begangen, und es wurden lediglich Schichtpakete (A-D) ausgehalten. Die Profildarstellung ist daher stark schematisiert. Die gesammelte Fauna stammt größtenteils aus dem Talus, konnte aber ob der anhaftenden Matrix und Farbe den einzelnen Paketen sicher zugeordnet werden. Die Fauna des *turoniense/Mytiloides* sp.-Event entstammt dem Anstehenden.

**3.9.1. DS Tu 1: Beschreibung:** Der Übergang Cenoman/Turon ist störungsbedingt nicht erschlossen. Da sich jedoch den obercenomanen Kalken im Liegenden der Störung zunehmend Mergel zwischenschalten und auch die basalsten Turon-Schichten dunkle, undifferenzierte Mergel darstellen, ist am Kontakt aller Voraussicht nach kein Hartgrund ausgebildet. Dies wird durch die Erläuterungen zum Kartenblatt GK 50, 33 Comillas (I.G.M.E. 1976a) bestätigt, die aus dem benachbarten Bereich des Rio Nansa oberhalb der massigen Karbonate eine knollige Mergelfazies beschreiben (ca. 18 m). Diese wird im Analogschluß mit dem "flysch de bolas" aus den Gebieten Alava, Burgos und Navarra (CIRY & MENDIZABAL 1949) als Ober-Cenoman eingestuft.

Die angegebene Foraminiferenfauna (vgl. I.G.M.E. 1976a) aus den Mergeln besteht aus *Rotalipora cushmanni* (MORROW), *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD) und *Rotalipora reicheli* (MORNOD), eine Assoziation, die die lithostratigraphische Interpretation weitgehend stützt.

Laut I.G.M.E. (1978a) wird die Basis des Turon durch glaukonitische Folgen gebildet. Damit gleicht die Gesamtabfolge im Cenoman/Turon-Grenzbereich den Verhältnissen an der Universität Santander, Tagle, Cortiguera und Mijares (s. u.).

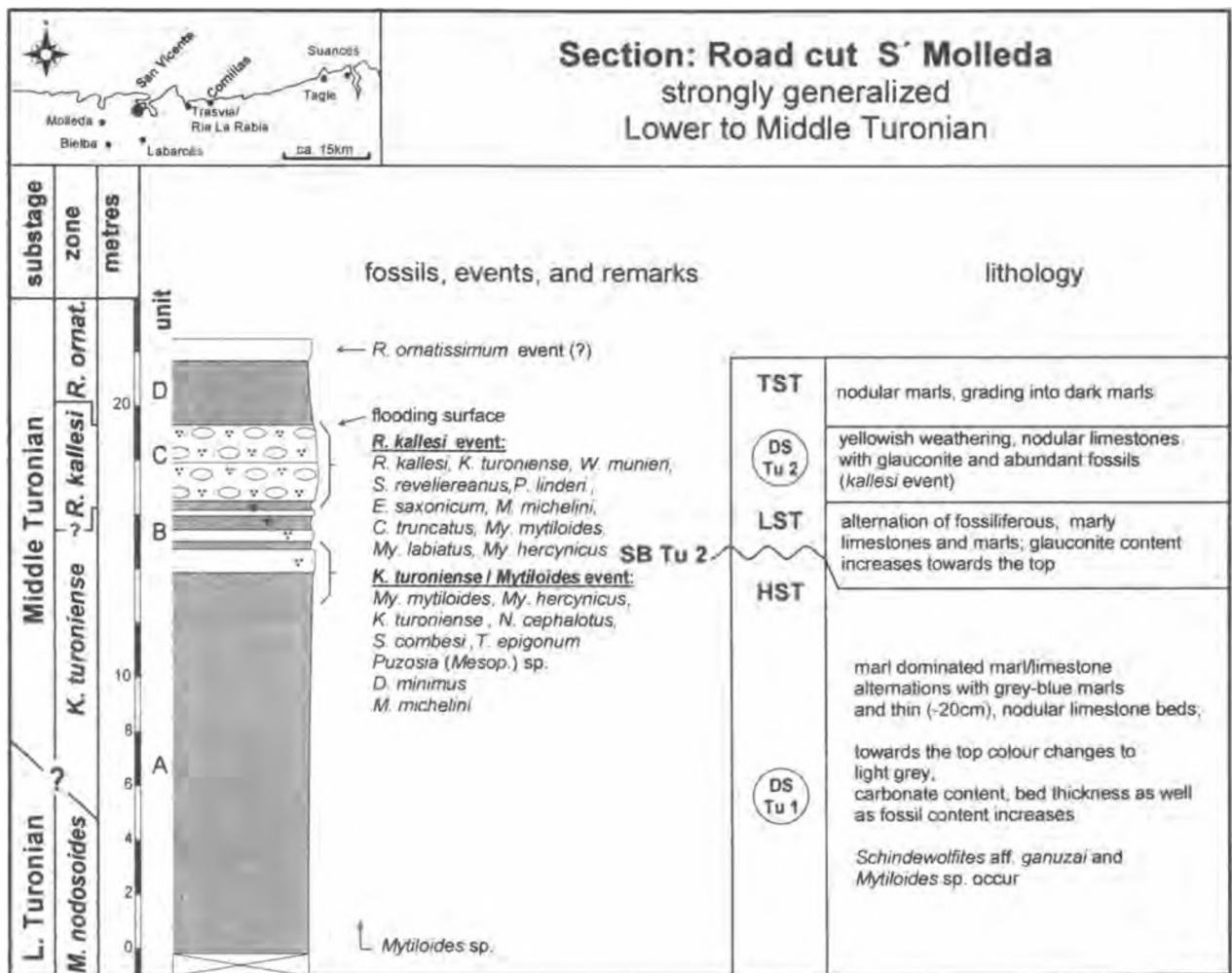


Abb. 38: Schematisierte lithologisch/fazielle Entwicklung des Unter- und Mittel-Turon im Straßenprofil südlich Molleda [*nodosoides* (?) - bis *ornatissimum*-Zone] nebst Fauna

Eine Schichtlücke ist in Analogie zu anderen bearbeiteten Profilen daher wahrscheinlich. Das Turon-Profil beginnt im Hangenden der Störung mit einer Folge dunkler Mergel (A) des frühen HST, aus denen sich eine erkennbare Kalk/Mergel-Zyklus entwickelt, die unter kontinuierlicher Zunahme des Glaukonits in glaukonitische, bioklastische Calcisphären-Wackestones (B) übergeht. Dicht unterhalb der SB Tu 2 kommt es zu einem Massenaufreten von Ammoniten und Inoceramen, das mit dem *turoniense/Mytiloides* sp.-Event der Lokalitäten Universität Santander, Puente Avios, Tagle Ost und Ria La Rabia korreliert.

**Fauna:** Aus den Mergeln (A) entstammen lediglich schlecht erhaltene Fragmente von *Mytiloides* sp. Mit dem Schichtpaket B setzt eine arten- und individuenreiche Fauna ein. Die Ammoniten-assoziation besteht aus *Kamerunoceras turoniense* (Taf. 3, Abb. 1-3), *Spathites combesi*, *Spathites reveliereanus*, *Tetragonites epigonum*, *Pachy-*

*desmoceras linderi*, *Neoptychites cephalotus* und *Puzosia* (*Mesopuzosia*) sp. Daneben kommen *Eutrepoceras* sp., *Discooides minimus* und *Micraster michelini* vor. Die Inoceramenfauna besteht aus *Mytiloides labiatus*, *My. mytiloides* und *My. cf. hercynicus* (Taf. 3, Abb. 1). Unterhalb der SB Tu 2 kommt es zu einem Häufigkeitsmaximum von Ammoniten und Inoceramen (*turoniense/Mytiloides*-Event). Von ökologischer Bedeutung ist die Tatsache, daß in den vergleichsweise mergeligen Profilen Molledas *Mytiloides hercynicus* häufiger auftritt als in anderen Bereichen, die proximaler sind. Dort dominiert eindeutig der Formenkreis um *Mytiloides* ex gr. *mytiloides/labiatus*, und *Mytiloides hercynicus* tritt selten (Tagle Ost) oder überhaupt nicht auf (Puente Avios). Auf dieses Verteilungsmuster wurde erstmals von KÜCHLER (1996) hingewiesen. Er erkannte innerhalb seines *turoniense/hercynicus*-Events in Navarra (das mit dem hier erkannten *turoniense/Mytiloides*-Event

korreliert, vgl. Kap. 7.1), eine proximale *Mytiloides mytiloides/labiatus*- und eine distale *Mytiloides hercynicus*-Assoziation.

**3.9.2 DS Tu 2: Beschreibung:** Die Knollenkalke des LST (Schichtpaket C, ca. 150 cm) führen neben einer artenreichen Invertebratenfauna Glaukonit und vereinzelt Lithoklasten. Mikrofaziell bestehen die hart zementierten Knollen aus einem bioklastischen Wackestone. Mit Schichtpaket D findet ein Sedimentationsumschwung zu eher mergeldominierter Fazies statt. Diese ist in allen dieses Intervall erschließenden Profilen zu erkennen und entspricht der TS der DS Tu 2. Einige Meter oberhalb dieses Wechsels steht ein Kalkbankpaket an, daß ammonitenreich ist und möglicherweise mit dem *ornatissimum*-Event anderer Gebiete korreliert.

**Fauna:** Aus dem Talus und zum Teil aus dem Anstehenden stammen zahlreiche Funde, die aus dem Schichtpaket C stammen. Die Ammonitenfauna besteht aus *Romaniceras kallei*, *Kamerunoceras turoniense*, *Spathites reveliereanus*, *Neoptychites cephalotus*, *Wrightoceras munieri*, *Eubostrychoceras saxonicum* und *Pachydesmoceras linderi*. Neben *Eutrephoceras*, *Micraster michelini*, *Discoides minimus* und *Cardiaster truncatus* treten *Mytiloides labiatus*, *My. mytiloides* und *My. hercynicus* auf. Die Fauna gleicht in ihrer Zusammensetzung denen aller anderen Profile, die das entsprechende Intervall aufschließen.

Oberhalb des Fazieswechsels zu Schichtpaket D läßt sich auch hier der in Bielba oder im Großraum Liencres/Arnia/Tagle erkennbare Umschwung zur *ornatissimum*-Zone feststellen, angezeigt durch einige lose Funde der Leitform. Das designierte *ornatissimum*-Event führt *Romaniceras ornatissimum*, *Pachydesmoceras linderi* und *Neocrioceras cf. multinodosum*.

### 3.10 Weitere Aufschlüsse

Im Folgenden sollen einige kleinere Aufschlüsse erwähnt werden, die ob ihrer Position im Innenland wichtig für das Verständnis der Sedimentationsgeschichte im Arbeitsgebiet sind.

- ◆ Dem Blatt Hoja 33 Santander (I.G.M.E. 1976) ist zu entnehmen, daß Turon und Coniac auf der Südflanke der Sinclinal de Santillana/San Roman eine höhere Mächtigkeit besitzen als auf der Nordflanke. In der Tat finden sich in den wenigen Inlandaufschlüssen zwischen der "Falla de Puente Arce" im Süden und den Küstenaufschlüssen im Norden einige wenige

Straßenanschnitte (Hinojedo, RW: 415.050, HW: 4.807.630; Autobahn Torrelavega-Santander) und Flußprofile (Westufer Rio Pas, RW: 415.300, HW: 4.804.000), in denen das (Ober-) Turon in einer fossilarmen, undifferenzierbaren Beckenmergel-Fazies ansteht. Im Einklang mit der Lithologie und höheren Schichtmächtigkeiten muß ein relativ distaler Bereich erhöhter Subsidenz angenommen werden.

- ◆ Südlich von Suances im Dorf Cortiguera (RW: 415.950, HW: 4.817.180) findet sich ein kleiner Schurf im Cenoman/Turon Grenzgebiet. Halden aus glaukonitischen Gesteinen belegen auch hier die Existenz der basalen Glaukonitlage im Unter-Turon. Dem Talus entstammen zahlreiche schlecht erhaltene Ammoniten [*Choffaticeras pavillieri* (Taf. 1, Abb. 2, 3, 5, 6), *S. reveliereanus*, *Puzosia* sp., *Pachydesmoceras* sp.] und *Mytiloides* ex gr. *mytiloides/labiatus*.
- ◆ Das Dorf Yuso (RW: 412.000, HW: 4.806.000) ist auf einer hufeisenförmig auswitternden Rippe erbaut, die aus einem linsenförmigen, massiven Kalkarenit-Körper (0 bis ca. 18 m mächtig) besteht. Die Kalkarenite repräsentieren proximale "channel deposits" und turbiditische Schüttungen, die ins Hangende zunehmend plattig absondern und lateral auskeilen. Mikrofaziell setzen sich die Allochthonite aus bioklastischen, stark siltigen Kalkareniten zusammen, die eine reiche flachmarine Fauna und Flora (Bryozoen, benthonische Foraminiferen, Austern, Dasycladaceen, Bivalven, Ostracoden) führen. Daneben treten Intraklasten, gebunden an die Bouma A Phase der Schüttungen, auf. In kleineren Pinggen am Wegesrand zwischen Yuso und Camplengo steht diese Fazies ebenfalls an. Die Turbidit-Folgen greifen erosiv in ein Paket aus grauen Kalken und Mergeln ein. Direkt aus dem Kontakt stammen *Cr. waltersdorfensis* und *Mytiloides* aff. *labiatoidiformis* (TRÖGER), die Ober-Turon (oberhalb SB Tu 5) oder bereits Unter-Coniac anzeigen. Außer Inoceramen sind die Schichten fossilfrei. Auch der lithologische Vergleich der Fundschicht mit den Folgen aus Trasvia, Tagle oder Liencres/Arnia läßt eine genaue Positionierung nicht zu. Im lithologischen Gesamtzusammenhang des Arbeitsgebietes kann die Rinne als proximales Pendant des LSF oberhalb der SB Co 1 (basale Mega-sequenz 3 *sensu* WILMSEN et al. 1996, Unter-Coniac, *deformis*-Zone) mit den Vorkommen im Bereich Liencres, Arnia und Tagle korreliert werden.

- ◆ Südlich von Santillana del Mar stehen an der Staße nach Torrelavega unter- bis mittelturone Kalk/Mergel-Wechselfolgen an, die ebenfalls eine ruhige Beckensedimentation repräsentieren. Bis auf einige *C. truncatus* und *M. michelini* sowie *H. (B.) gauthieri* sind die Profile fossilarm.
- ◆ Bedeutsam für die paläogeographische Rekonstruktion ist die Tatsache, daß hier das Cenoman in Hartgrundfazies (ähnlich wie Liencres/Arnia oder Trasvia) direkt von grauen, splittrig brechenden, bioklastischen Wackestones vermutlich unterturonen Alters überlagert wird und die basale Glaukonitlage fehlt. Gemäß dieser Beobachtung wird in dieser Gegend daher ein Hochgebiet vermutet, das erst im Verlauf der Unter-Turon-Transgression erreicht wurde.
- ◆ Im Bereich der Kirche des Dorfes Mijares (RW: 412.750, HW: 4.802.750) steht über glaukonitischen Knollenmergeln des Ober-Cenoman mit *Eutrephoceras* sp. und *Puzosia* sp. eine zwischen 150 und 40 cm undulierende Glaukonitbank an (bis 40% Glaukonit), die zahlreiche limonitisierte Klasten vermutlich cenomaner Herkunft führt. Ihr Liegendkontakt ist erosiv diskordant und Schrägschichtung ist bisweilen erkennbar. Dieses Vorkommen korreliert mit den Schichten 4 in Tagle und der

Basis Universität Santander. Direkt oberhalb der Glaukonitbank liegen graue, siltführende und massig verwitternde Kalke, die lithologisch denen aus Tagle Ost gleichen. Ihnen entstammt hier zahlreicher Bruch mytiloider Inoceramen aus dem Formenkreis um *My. ex gr. mytiloides/labiatius*.

#### 4. Entwicklung des Arbeitsgebietes im Turon und Unter-Coniac

Für die Rekonstruktion der Beckenentwicklung wurde neben der Interpretation der lithologischen Daten versucht, das Arbeitsgebiet weitestgehend palinspastisch zu entzerren. Ob der starken Tektonisierung gestaltet sich dies jedoch schwierig. Südlich des Cabuerniga Rückens darf die tektonische Dehnung aufgrund des flachen Faltenbaus nur wenige Kilometer betragen. Bei der Einengung wurde jedoch der Bereich des ehemaligen NCB zwischen dem relativ stabilen Liencres Hoch und dem Cabuerniga Rücken verfaltet und gestört, wobei der Cabuerniga Rücken als Block dem Druck widerstand und durch Überschiebungen über seinen Südrand reagierte. Da der Cabuerniga Rücken die südliche Grenze des Arbeitsgebietes darstellt, soll lediglich der Bereich nördlich des Cabuerniga Rückens und

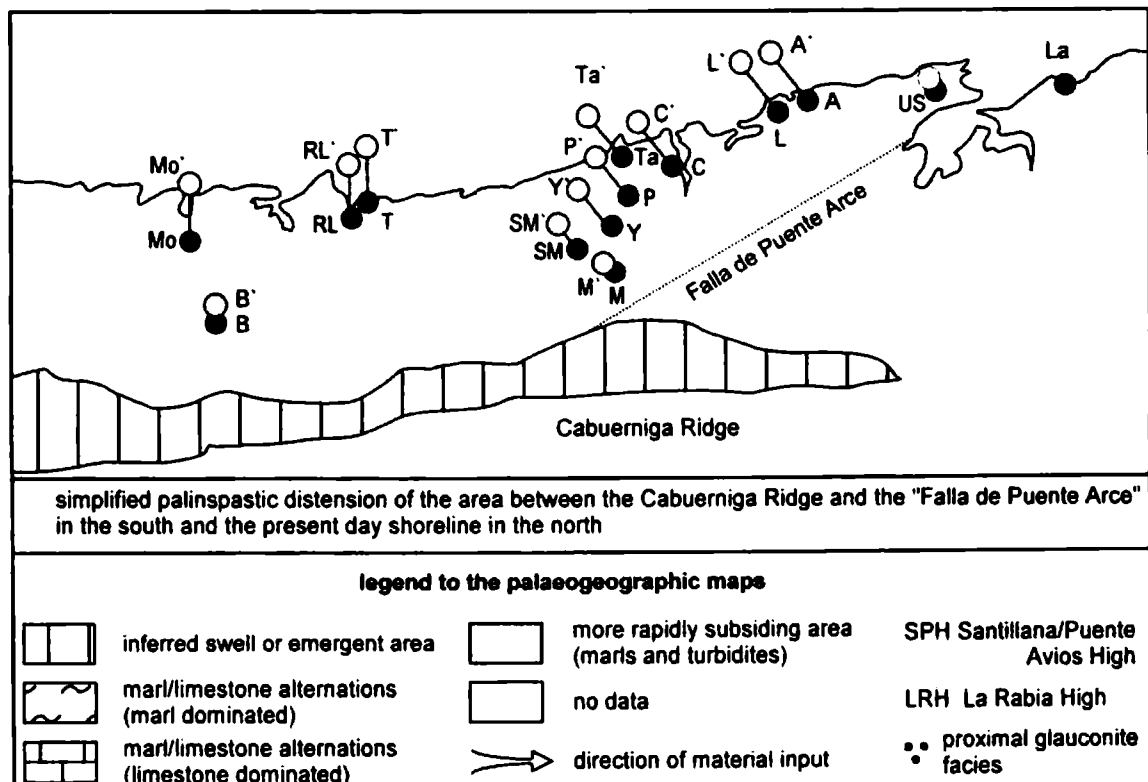


Abb. 39: Vereinfachte tektonische Entzerrung des Arbeitsgebietes nebst Legende zu den paläogeographischen Rekonstruktionsansätzen.

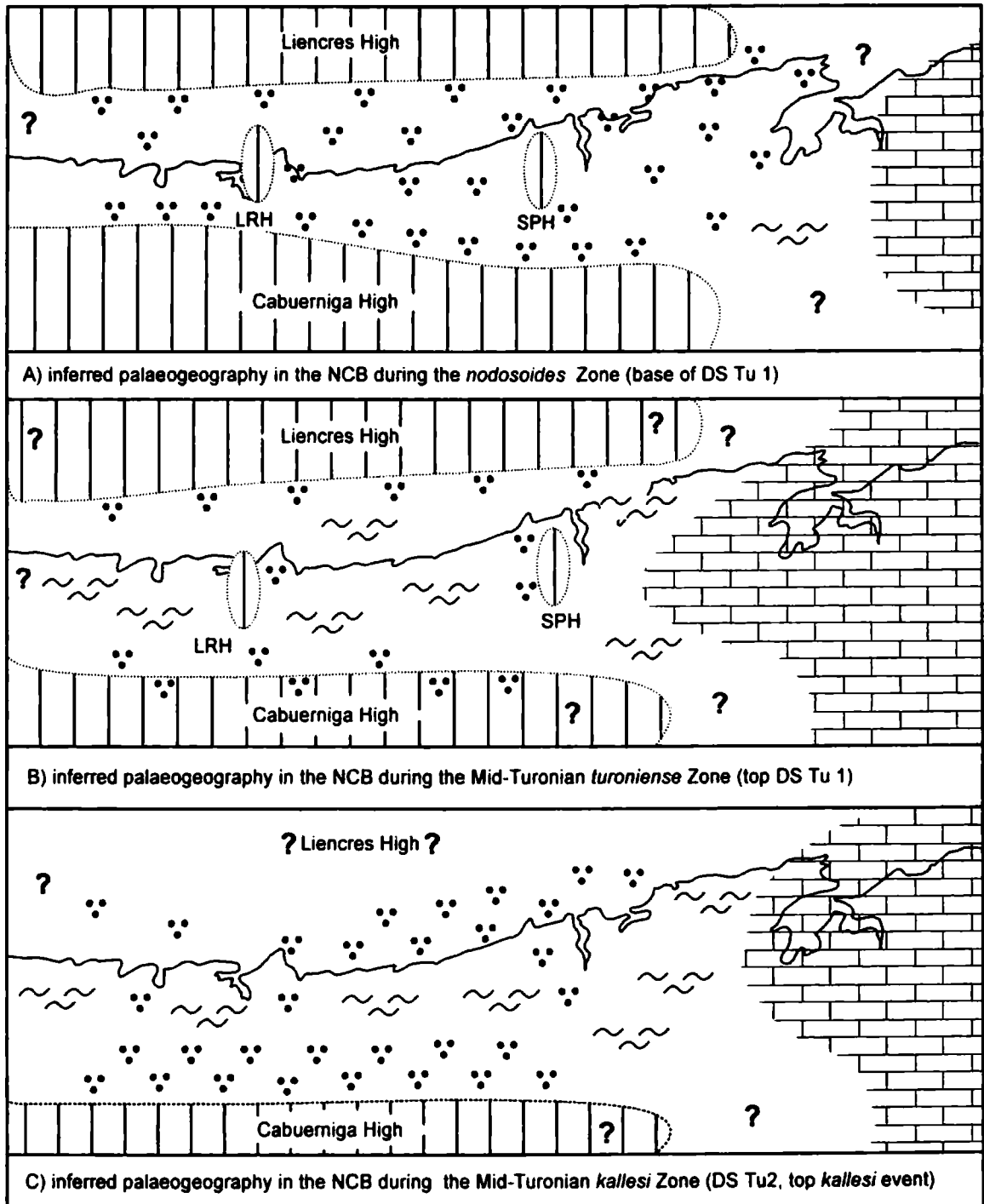


Abb. 40a-c: Vermutete Paläogeographie während a) der unteren *nodosoides*-Zone (Basis DS Tu 1, Unter-Turon); b) der *turoniense*-Zone (Top DS Tu 1, unteres Mittel-Turon); c) der *kalleesi*-Zone (Top *kalleesi*-Event: FS der DS Tu 2, Mittel-Turon).

der als seine Verlängerung verstandenen Falla de Puente Arce (Abb. 2) entzerrt werden.

Um die starke Einengung zwischen dem Cabuerniga Rücken und der Küste zu glätten, dehnten ENGESER et al. (1984) und ENGESER (1985) den Bereich um ca. 20 km nach Norden. Diese pauschale Entzerrung kann so sicherlich nicht gelten. Werden, ausgehend vom Cabuerniga Rücken, die Falten senkrecht zu ihrem Streichen

entzerrt (Abb. 39), wandert die Lokalität Bielba maximal ein bis zwei Kilometer nach Norden, ist somit nahezu ortskonstant. Der Aufschluß Molleda wird durch eine Überschiebungsbahn (vgl. Abb. 2) von der Sinclinal de Bielba abgetrennt, deren Überschiebungsweite nicht bekannt ist. Die Dehnung wird mit ca. 5 km geschätzt. Die Einengung nimmt bis hin zur Sinclinal de Santillana/San Roman auf nur wenige Kilometer ab, wobei die Lokalität Universität Santander



vermutlich als nahezu ortskonstant gelten kann. Die Lokalitäten Arnia, Liencres, Tagle und vermutlich auch La Rabia/Trasvia liegen ungefähr auf einer N–E-Achse; die nach Westen stärkere Faltung gleicht die südlichere Position der Aufschlüsse aus. Die echten Einengungsbeträge sind jedoch nicht genau feststellbar und die in Abb. 39 gemachte Rekonstruktion ist daher nur optional.

#### 4.1 DS Tu 1

Im Rahmen einer im gesamten BKB nachweisbaren Phase tektonischer Mobilität (Zweite Spreading-Phase, vgl. Abb. 3, Santander Tecto-Event *sensu* WIESE & WILMSEN, in press) setzt die sedimentäre Überlieferung im Arbeitsgebiet in der obercenomanen *Metoicoceras geslinianum*-Zone aus (WILMSEN 1997b). Der folgende Hiatus reicht mindestens bis ins höhere Unter-Turon [Basis *nodosoides*-Zone (?)]. Mit der Basis DS Tu 1 (oberste *devonense*- oder unterste *nodosoides*-Zone) ingrediert das Meer in

einen morphologisch stark gegliederten Ablagerungsraum (Abb. 40a) und hinterläßt in den Becken stark glaukonitische Basissedimente. Diese überlagern, teilweise schwach diskordant (WILMSEN 1997b), mit scharfem Basiskontakt obercenomane Beckenmergel (Universität Santander, Tagle, Cortiguera, Mijares, Molleda). Obwohl diese Schichten geographisch verhältnismäßig weit verbreitet sind, ist doch ihre lithologische Ausbildung sehr ähnlich.

Mit dem Fortschreiten der Transgression in der *nodosoides*-Zone (erkennbar in Langre, Santander, Tagle, Trasvia) werden Kalk/Mergel-Wechsellagerungen abgelagert, die nun auch kleinere Hochs erreichen. Augenfällig wird dies im Bereich Santillana del Mar, wo die cenomanen Serien unmittelbar von nahezu glaukonitfreien, bioklastischen Wackestones überlagert werden. Die paläogeographische Konstellation indiziert, daß die hier als Santillana/Puente Avios Hoch bezeichnete Struktur vermutlich N–S-orientiert war (vgl. Abb. 40 a, b). Auch der Bereich Trasvia repräsentiert ein Hoch: Die Basisglaukonite fehlen

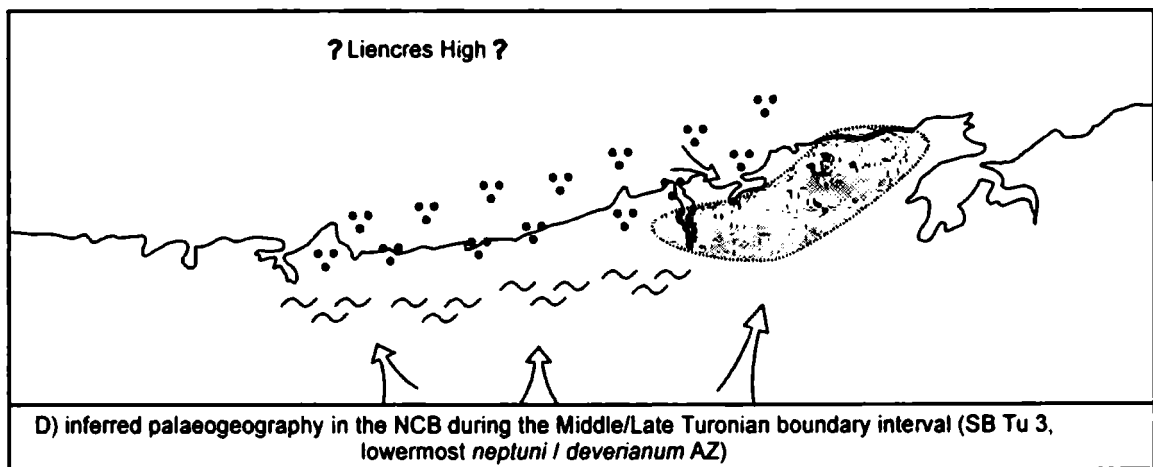


Abb. 41: Vermutete Paläogeographie während der basalen *neptuni/deverianum*-AZ (Basis DS Tu 3).

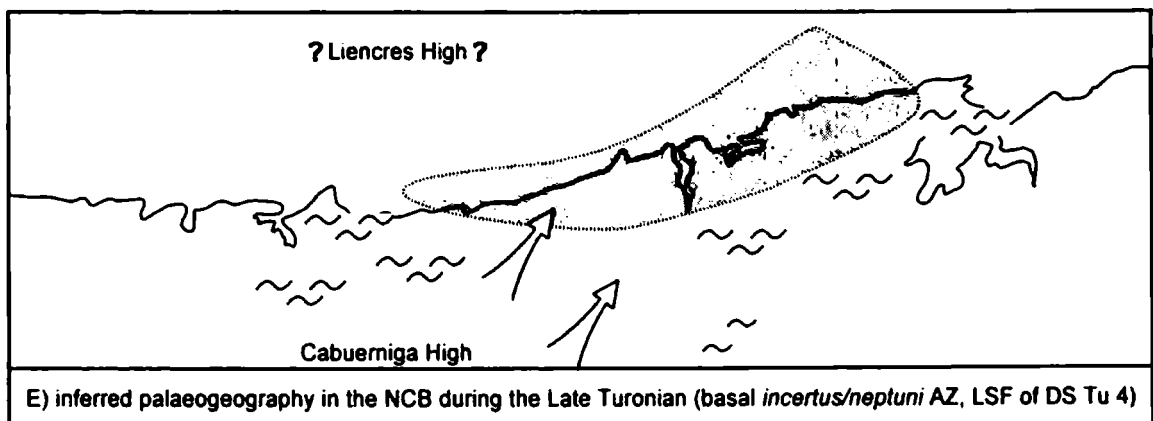


Abb. 42: Vermutete Paläogeographie während der basalen *incertus/neptuni*-AZ (LSF der DS Tu 4).

und die Überlieferung beginnt in der *nodosoides*-Zone mit Echinodermen-Wackestones (Abb. 43). Mit dem HST (erkennbar in Langre, Santander, Tagle, Molleda) in der *turonienne*-Zone sind die größten Reliefunterschiede ausgeglichen und die Sedimentation greift auf die Schwellenregionen Bielba und La Rabia über (Abb. 40b, 43). Einher damit geht während des späten HST das Progradieren glaukonitischer Sedimente von den Schwellenregionen (Lienres Hoch, Cabuerniga Hoch) bei weiterer Reliefnivellierung ins Becken. Die stark schwankende Mächtigkeit gleichalter Schichtfolgen zeigt jedoch, daß der Ablagerungsraum strukturell noch deutlich gegliedert war und die verschiedenen Beckenteile unterschiedlichen Subsidenzraten unterworfen waren. Besonders deutlich drückt sich dies aus, wird die Rio Miera-Flexur überquert: Dort entstanden mächtige, wenig differenzierte Kalk/Mergel-Zyklen, die ob ihrer lithologischen Monotonie eine nahezu vollständige Entkopplung von den Ereignissen im nördlichen Santander-Becken vermuten lassen. Das Lienres Hoch im Norden, das Cabuerniga Hoch im Süden und das La Rabia Hoch blieben während der DS Tu 1 Hochstrukturen (Abb. 43).

Ob der differenzierten Fazies und dem unruhigen Sedimentationsverlauf sind in der DS Tu 1 stratigraphisch signifikante Marker-Horizonte kaum ausgebildet (Abb. 43). Es steht zu diskutieren, ob die *Mytiloides*-Events in Langre und Trasvia im späten TST der DS Tu 1 sowie die Brachiopodenlagen in Langre und Tagle im Bereich der MFZ parallelisierbar sind. Ein gut parallelisierbarer Bereich ist das *Mytiloides/turonienne*-Event im späten HST der Sequenz. Im Bereich Bielba ist die Fauna des Events lediglich in einem Aufarbeitungshorizont erhalten, jedoch belegt dies, daß der Bereich Bielba zumindest im HST der Sequenz vom Meer erreicht wurde.

#### 4.2 DS Tu 2

Mit der SB Tu 2 kommt es in der höheren *turonienne*-Zone zu einer erneuten, plötzlichen und sehr kurzfristigen Reliefbelebung im Arbeitsgebiet, die z. B. in den Profilen im Bereich Tagle zu engräumigen Faziesverzahnungen (Aufarbeitung auf der Schwelle, Turbidite im nahen Becken, vgl. Abb. 23) und starken Mächtigkeitsschwankungen führt. Mit dem in allen Beckenbereichen erkennbaren *kallesi*-Event im LST der DS Tu 2 scheint das Relief im Arbeitsgebiet wieder ausgeglichener, und es breitet sich eine prograde, glaukonitische Knollenkalkfazies aus, die mit ihrem höchsten Teil

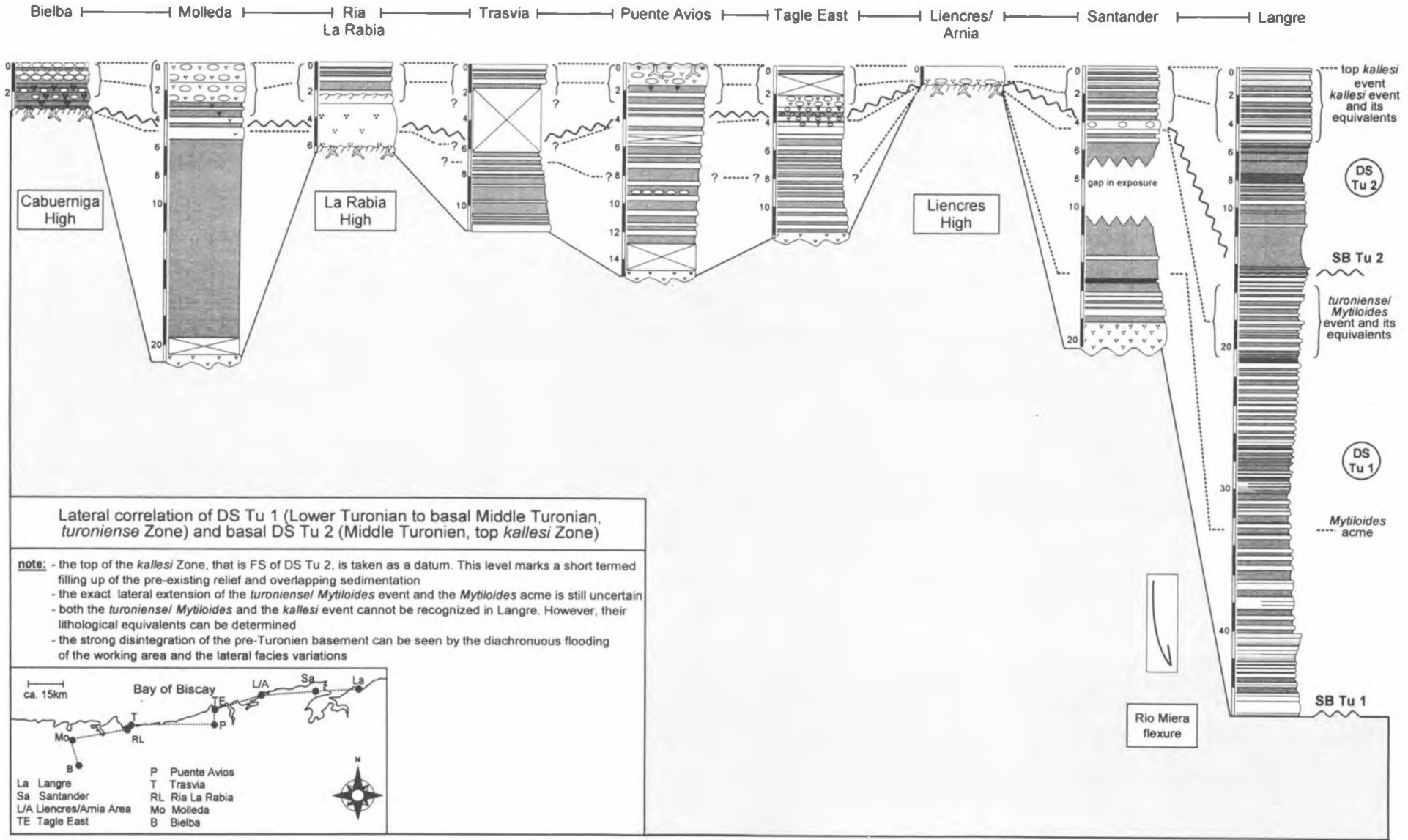
(Top *kallesi*-Event) endlich auch auf dem Lienres und Cabuerniga Hoch dokumentiert ist (Abb. 43). Im gesamten Arbeitsgebiet wird nunmehr abgelagert. Der Cabuerniga Rücken und das La Rabia/Lienres Hoch fungieren jedoch weiterhin als Hochgebiete, von denen sich eine glaukonitische Fazies ins Becken ausbreitet (Abb. 40b). Das faziesübergreifende *kallesi*-Event markiert ob seines Auftretens in nahezu allen bearbeiteten Profilen bei mehr oder minder undramatischen Mächtigkeitsschwankungen eine kurze Phase tektonischer Ruhe (Abb. 43). Die eher beckenwärtigen Profile führen glaukonitische Kalk/Mergel-Wechselfolgen, deren Glaukonitgehalt und Knolligkeit (*Thalassinoides*-Bioturbation) von Westen nach Osten kontinuierlich abnehmen und somit eine Vertiefung des Ablagerungsraumes anzeigen (vgl. Kap. 3).

Mit der Flutung des Ablagerungsraumes in der *ornatissimum*-Zone setzen wieder tektonische Bewegungen ein, die zur erneuten strukturellen Differenzierung des Arbeitsgebietes führen. Am ehemaligen Lienres Hoch werden in einer neu entstandenen, strukturparallelen Randsenke Turbiditfolgen akkumuliert (Abb. 44), die nach Süden in Richtung Becken und nach Westen schnell auskeilen. Das Lienres Hoch selbst, so noch existent, wird deutlich nach Norden aus dem Arbeitsgebiet gedrängt. Im übrigen Gebiet breitet sich eine Mergelfazies, z. T. mit Knollenkalken, aus. Auf der Trasvia-Schwelle entstehen geringmächtige Kalk/Mergel-Folgen, die die weitere Bedeutung dieser Gegend als Bereich verhältnismäßig schwacher Subsidenz belegen. Die hochdifferenzierte Fazies untermauert die strukturelle Differenzierung und die individuelle lithologische Entwicklung der verschiedenen Beckenbereiche, die gleichermaßen die lithostratigraphische Korrelation ab dem *kallesi*-Event erschweren. Auch eventstratigraphische Marker sind ebendeshalb rar. Lediglich das *Romaniceras ornatissimum*-Event kann sicher im Raum Lienres/Arnia erkannt werden und unter Vorbehalt nach Tagle, Trasvia und Molleda korreliert werden (Abb. 44).

#### 4.3 DS Tu 3

Im LSF und basalen TST der DS Tu 3 (*neptunil/deverianum*-AZ, basales Ober-Turon) entstehen am Rande des Lienres Hoch (Tagle, Trasvia, La Rabia) glaukonitische Knollenkalk (Abb. 41), deren beckenwärtiges Pendant im Osten (Lienres, Arnia) glaukonitische Turbidite

(for distances see small map below)



Lateral correlation of DS Tu 1 (Lower Turonian to basal Middle Turonian, *turoniense* Zone) and basal DS Tu 2 (Middle Turonian, top *kallesii* Zone)

**note:** - the top of the *kallesii* Zone, that is FS of DS Tu 2, is taken as a datum. This level marks a short termed filling up of the pre-existing relief and overlapping sedimentation  
 - the exact lateral extension of the *turoniense/Mytiloides* event and the *Mytiloides* acme is still uncertain  
 - both the *turoniense/Mytiloides* and the *kallesii* event cannot be recognized in Langre. However, their lithological equivalents can be determined  
 - the strong disintegration of the pre-Turonian basement can be seen by the diachronous flooding of the working area and the lateral facies variations

darstellen. Ihnen zwischengeschaltet sind Calciturbidite, die einem zweiten Liefergebiet entstammen, dessen Position unbekannt ist. Jedoch scheint das Liencres Hoch ob seiner glaukonitischen und siliziklastisch beeinflussten Sedimente als Ursprung des Kalkschlammes auszuscheiden. Möglicherweise liegt das Herkunftsgebiet nahe dem Cabuerniga Hoch, auf dem zu diesem Zeitraum eine ruhige Karbonatsedimentation stattfindet (vgl. Kap. 3.8).

Südlich des Liencres Hoch schließt sich ein Gürtel nicht differenzierbarer Mergel an, der lediglich sporadisch ausbeißt und daher nicht detailliert bearbeitet werden konnte (Abb. 41).

Geländebegehungen im Bereich Molleda und Bielba/Labarces zeigen, daß dieses stratigraphische Intervall in Kalk/Mergel-Wechselfolgen vorliegt. Trifft es zu, daß sich diese Fazies südlich an die Mergelfazies anschließt, ergeben sich im N-S-Schnitt, ausgehend vom Liencres Hoch, für den Ablagerungsraum drei ungefähr NE-SW orientierte Faziesgürtel: Schwelle (glaukonitische Sedimente) - Randsenke (chaotisches Sedimentationsmuster) - Becken (Kalk/Mergel-Rhythmik). Da sich diese Faziesdifferenzierung und damit Umgestaltung des Arbeitsgebietes erst mit der SB Tu 3 einstellt, können rein eustatische Steuerungsmechanismen ausgeschlossen werden, und ein tektonischer Impuls ist wahrscheinlich. Der lateral gut korrelierbare HST der DS Tu 3 (vgl. Abb. 44) drückt sich am Schwellenrand (Tagle, Liencres/Arnia) durch *Thalassinoides*-Knollenkalke aus, die in Richtung Arnia progradieren und so ebenfalls die oben postulierte Vertiefung nach Osten untermauern. Im proximalsten Profil Tagle kommt es im obersten Teil des HST zu Aufarbeitung. Nach Süden schließt sich vermutlich die Mergelfazies an. Aus anderen Bereichen des Arbeitsgebietes liegen keine Daten vor.

Innerhalb der DS Tu 3 sind das *R. deverianum*-Event (LST/TST) sowie seine lithologischen Pendant gute Marker, die zwischen der Universität Santander, dem Liencres/Arnia-Bereich, Tagle und Trasvia sicher parallelisiert werden (Abb. 44).

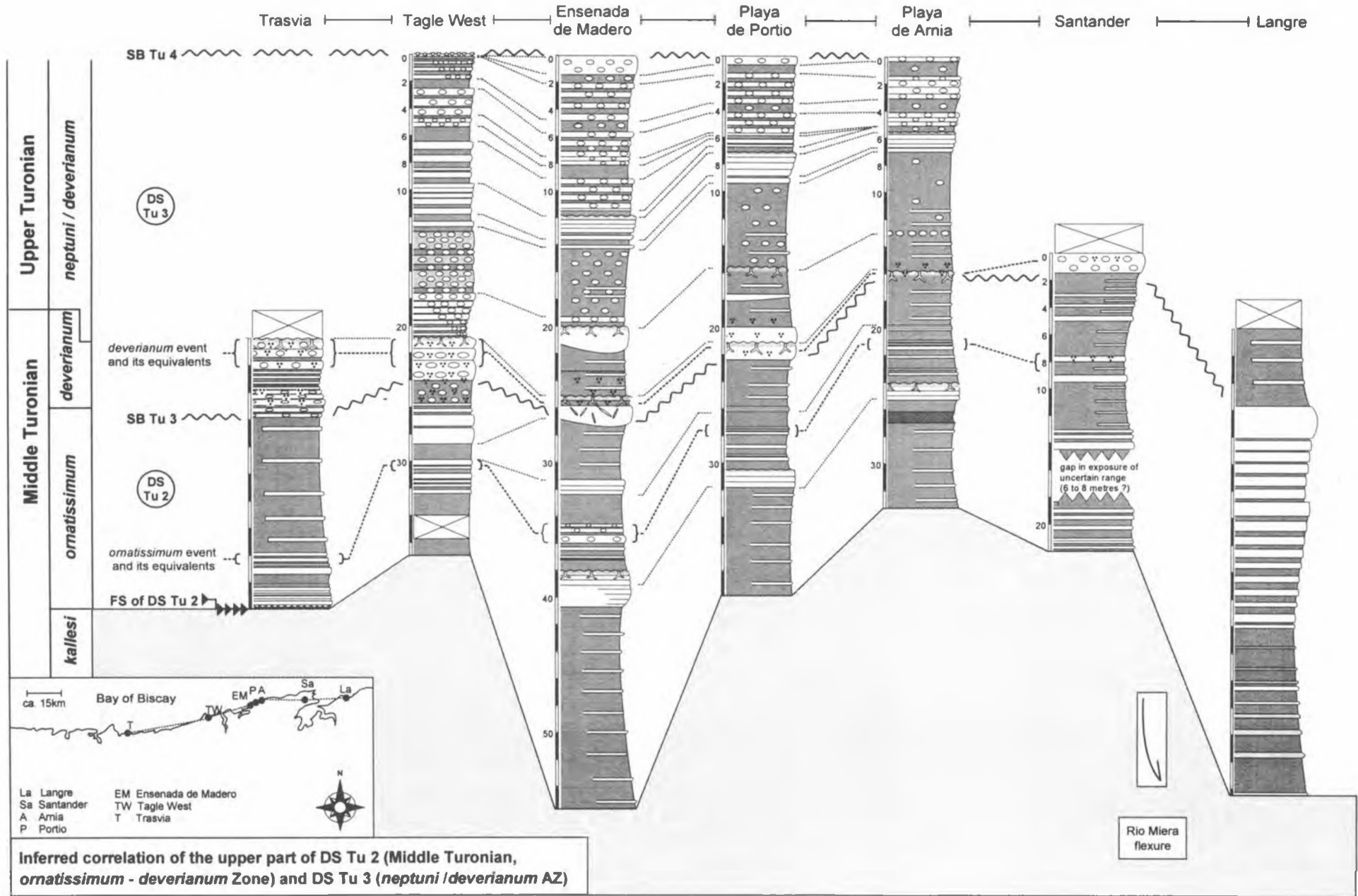
#### 4.4 DS Tu 4 & DS Tu/Co

Der LSF von DS Tu 4 in der *incertus/neptuni*-AZ des höheren Ober-Turon kann nahezu im gesamten Arbeitsgebiet in den Lokalitäten Bielba, Trasvia, Tagle, Liencres, Arnia, Boo de Pielagos, Yuso oder Straße Yuso-Camplengo erkannt werden (Abb. 1, Abb. 44). Im Raum Yuso hat er seine

proximalste Ausbildung (massige Rinnenkörper, vgl. Kap. 3.10). In Richtung Liencres/Arnia oder Boo de Pielagos nimmt die Mächtigkeit zu und Turbidit-Fächer liegen inmitten einer mergeligen Beckenfazies. Nach Santander scheint diese Einheit auszukeilen, dort konnte sie bisher nicht nachgewiesen werden. Im Raum Tagle, der schon während der DS Tu 3 am Rande des Hochgebietes lag, überlagern die turbiditischen Schüttungen eine Folge dickbankiger Kalkmergel-Pakete mit zwischengeschalteten Hartgründen. Da diese Fazies nachweislich zeitgleich mit den Turbiditen persistierte, markiert das Einsetzen der Turbidite in Tagle lediglich die laterale Migration eines Fächers. Die Fazies- und Korngrößenverteilung induziert, daß aus dem Großraum Yuso karbonatisches Material eines proximalen Environments über "distributionary channels" ins Becken eingetragen wurde. Der Materialeintrag erfolgte vermutlich von SW nach NE, wobei die Beckenkonstellation für eine ca. W-E-gerichtete Materialverteilung sorgte. Unklar bleibt, wo der Ursprung des Materials zu suchen ist. Es steht zu diskutieren, ob der Bereich Yuso ein eigenständiges Hoch- und Liefergebiet war, oder ob das Material vom Cabuerniga Rücken stammt. In jedem Falle scheint das Liencres Hoch im Bereich Liencres/Arnia zu diesem Zeitpunkt keine Bedeutung mehr als Hochgebiet zu besitzen, vielmehr liegt der Bereich in einer Gegend verstärkter Subsidenz und verhältnismäßig hohen Akkumulationsraten.

Mit dem TST der DS Tu 4 (*scupini/germari*-AZ) setzt im gesamten Arbeitsgebiet uniforme Sedimentation ein, die zur Ausbildung gut korrelierbarer Kalk/Mergel-Zyklen führt. In diesen liegen das *incertus/leskei* (klein)-Event, das *M. leskei* (groß)-Event sowie das *S. plana*-Event, die sowohl für die regionale [Uni Santander, Liencres/Arnia-Bereich, Tagle, Bielba/Labarces (?)] als auch für die überregionale Korrelation von Bedeutung sind (WIESE 1996). Damit setzt eine weit verbreitete Phase tektonischer Ruhe ein und die im Arbeitsgebiet erkennbaren, ehemaligen Hochgebiete treten nicht signifikant in Erscheinung. Mächtigkeits- und Faziesverteilung zeichnen allerdings die seit dem Unter-Turon bestehenden Großstrukturen nach: Die Profile werden am Rande des ehemaligen Liencres Hoch von Osten nach Westen proximaler. Nach Süden hin werden sie mächtiger und mergeliger, um dann am Cabuerniga Rücken wieder karbonatreicher und geringer mächtig zu werden. Im HST liegen die gut lokalisierbaren *Didymotis*-Events I & II.

(for distances see small map below)



Die Sequenz wird durch die *Micraster*-Kalke des späten HST der DS Tu/Co (*deformis*-Zone, Unter-Coniac) abgeschlossen, die über alle Faziesbereiche hinweg im gesamten Arbeitsgebiet (Bielba, Labarces, Trasvia, Tagle, Boo de Piélagos, Liencres, Armia, Santander) eine drastische Verflachung des gesamten Beckens anzeigen und diese Sequenz quasi versiegeln.

Da diese Sequenz im Arbeitsgebiet nur punktuell und meist mit geringem stratigraphischen Umfang aufgeschlossen ist (mit Ausnahme des Bereiches Liencres/Armia, vgl. Abb. 26 & 27), muß auf eine Darstellung der lateralen Korrelation verzichtet werden.

### 5. Tektonische Einbindung des Arbeitsgebietes in die Gesamtsituation am nordiberischen Kontinentalrand

Die wichtigsten Strukturelemente im Arbeitsgebiet streichen heute im weitesten Sinne E-W bzw. NNE-SSW sowie N-S (Abb. 2). Wie die obigen Ausführungen belegen, kommt dem Cabuerniga Rücken auch im Turon die Bedeutung eines Hochgebietes zu. Besonders interessant ist in diesem Zusammenhang die Tatsache, daß er im Asturianischen Kreidebecken direkt in das Hochgebiet der Iberischen Meseta übergeht, deren nördliche Begrenzung ebenfalls eine E-W-Traversal markiert, an der es immer wieder zu ausgedehnten Perioden stagnierender Sedimentation bzw. Erosion kam (SÁNCHEZ DE LA TORRE 1982).

Die paläogeographischen Rekonstruktionen (Abb. 40-44) konnten aufzeigen, daß sich neben dem E-W streichenden Cabuerniga Hoch ein, der heutigen Küste vorgelagertes, ebenfalls grob E-W streichendes Hochgebiet befand (Liencres Hoch), das in seiner Position der von PUJALTE (1982a) postulierten Nordgrenze des Becken von Santander annähernd entspricht und die Sedimentverteilung beeinflusste. Auch dieses Hochgebiet kann direkt nach Asturien verlängert werden (SÁNCHEZ DE LA TORRE 1982).

Seismische Daten zeigen, daß sich zwischen der Meseta und dem Kontinentalabhang des nordiberischen Schelfes ein System aus rotierten Blöcken befindet, das offensichtlich seit der Unterkreide im Rahmen der Atlantiköffnung zunehmend strukturbestimmend ist. Dabei kam es an E-W streichenden, listrischen Störungsbahnen zu Blockrotationen und einem engräumigen Nebeneinander von Hochgebieten und Bereichen verstärkter Subsidenz

(MONTADERT et al. 1979, BOILLOT et al. 1979, SOLER et al. 1980, DERÉGNAUCOURT & BOILLOT 1982, GRIMAUD et al. 1982). Einen solchen Block stellt die "Le Danois Bank" dar, deren Nordflanke steil zum Iberischen Schelf abfällt und heute durch das "Innere Becken" ("Inner Basin" *sensu* BRENOT & BERTHOIS 1962) vom Schelf der iberischen Nordküste getrennt ist (vgl. BOILLOT et al. 1979: S. 54, Abb. 1). Obzwar auf der Le Danois Bank keine oberkretazischen Sedimente gefördert wurden, stammen aus dem Inneren Becken zahlreiche Proben, die sich u. a. aus turbiditischen Gesteinen zusammensetzen. In diesem Sinne wurden die Sedimente des Beckens als Flysch interpretiert, die dem Schelfhang aufliegen (BOILLOT et al. 1979). Sie verzahnen sich nach Norden lateral mit allochthonen Karbonaten der asturianischen Kreide.

Die Geländebefunde aus dem Arbeitsgebiet lassen sich unter Vorbehalt in dieses Modell einpassen, wobei das Liencres Hoch eine hypothetische Position zwischen der Le Danois Bank und dem Cabuerniga Rücken einnimmt und sich in die E-W-streichenden Strukturelemente einreihen läßt. Da der Sedimentcharakter im Arbeitsgebiet keinesfalls als flyschoid bezeichnet werden kann, sollten die Sedimente des Arbeitsgebietes als in Intraschelfbecken abgelagert interpretiert werden, die auf dem unmittelbar der Meseta vorgelagerten Schelf entstanden. Dies gilt auch für das Hochgebiet im Asturianischen Kreidebecken. Die fazielle Entwicklung zu Zeiten postulierter tektonischer Ereignisse zeigt jedoch deutlich, daß "uplifting" und verstärkte Subsidenz parallel auftreten können und somit Blockrotation anzeigen könnten (tilted blocks), wie in den offshore Bereichen durch Seismik belegt wurde. Darüber hinaus zeigt die nach Osten zunehmende Distalität sowohl auf dem Liencres Hoch als auch im südlich anschließenden Becken, daß der gesamte nordkantabrische Sedimentationsraum langsam ostwärts auf die Rio Miera-Flexur zu abtauchte, um dann im Bereich derselben in das BKB überzugehen.

Diese strukturelle Differenzierung des nordkantabrisch/asturischen Schelfes wird offensichtlich durch N-S-gerichtete Strukturelemente differenziert. Neben der Rio Miera-Flexur indiziert die paläogeographische Situation im Raum Santillana ein N-S-streichendes Hochgebiet von geringer Ausdehnung (Santillana/Puente Avios Hoch). Die N-S-Strukturen lassen sich bereits seit dem Ober-Barrême südlich des Cabuerniga Rücken erkennen, an denen es immer wieder zu kurzfristigen Bewegungsinversonen kam (z. B.

Besaya River Zone, BRZ; PUJALTE 1981). WILMSEN (1997b) kann aufzeigen, daß die BRZ über den Cabuerniga Rücken in das Arbeitsgebiet reicht und dort im Raum westlich Suances im Alb die Sedimentverteilung beeinflusste. Möglicherweise findet die BRZ heute ihre Verlängerung auf den Kantabrischen Schelf im Torrelavega-Canyon (SOLER et al. 1981).

Nach der völligen tektonischen Desintegration des Arbeitsgebietes im Cenoman/Turon-Übergangsbereich scheinen also auch die BRZ oder parallel laufende Strukturelemente reaktiviert worden zu sein, wobei in der *nodosoides*-Zone eher der Bereich um Santillana del Mar eine positive Struktur darstellte. In der *kalesi*-Zone wird der

niga Hoch im Süden, das Lienres Hoch im Norden, die Verlängerung der BRZ (Santillana/Puente Avios Hoch) und die Rio Miera-Flexur im Osten. Die Senkungsgebiete zwischen den rotierenden Blöcken zeichnen sich alle durch eine Mergelfazies aus. Der Übergang ins BKB *sensu stricto* östlich der Rio Miera-Flexur geht einher mit verstärkter Subsidenz und fazieller Entkoppelung von den Ereignissen im NCB.

Daß dieses Modell lediglich eine simplifizierte Annäherung an die tatsächlich wesentlich komplexere Realität ist und die Struktur des Untergrundes keinesfalls im Detail erklären kann, mögen lokal engräumige Faziesunterschiede, wie

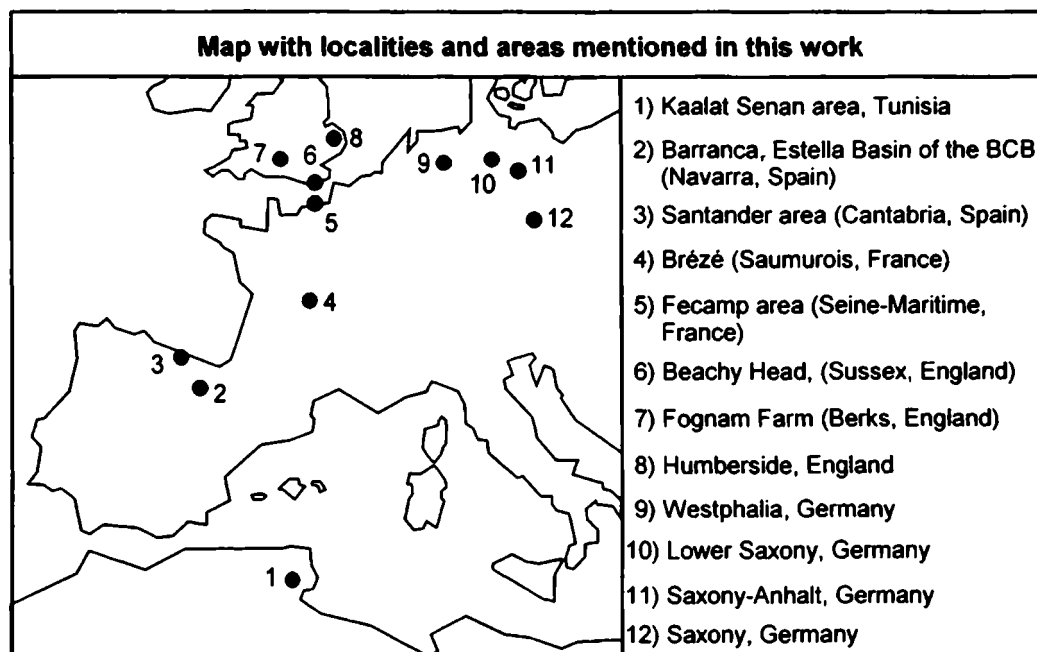


Abb. 45: Geographische Lage und Auflistung der in den Kapiteln 6. *Biostratigraphie*, 7. *Eventstratigraphie* und 8. *Sequenzstratigraphie* zu überregionalen Vergleichen herangezogenen Gebieten.

Bereich um Puente Avios kurzfristig zum Hochgebiet.

Es ist jedoch nicht völlig klar, ob die Anlage der Strukturen Ausdruck des in der Kreide herrschenden Spannungssystemes sind. Unter Umständen handelt es sich um paläozoisch angelegte Lineamente, die sich im Deckgebirge durchpausen (GARCÍA-MONDÉJAR et al. 1996).

Wird diesem tektonischen Modell gefolgt, so ist der gesamte Ablagerungsraum des Arbeitsgebietes durch mindestens vier augenfällige Strukturelemente gekennzeichnet, die die Beckenkonfiguration und somit die Sedimentverteilung im NCB maßgeblich beeinflussten. Dies sind das Cabuer-

zwischen Trasvia und Ria La Rabia (Abb. 33) bzw. Tagle Ost und Playa de Tagle (Top DS Tu 1, Basis DS Tu 2, Abb. 23) belegen.

Im Analogschluß zu den Verhältnissen im zentralen BKB, dessen tekto-sedimentäre Geschichte durch eine enge Wechselbeziehung von halokinetisch und tektonisch induzierten Ereignissen geprägt ist, können derartige Mechanismen im Arbeitsgebiet nicht ausgeschlossen werden. Hinweise für die Aktivität des Diapirs von Cuchia (Abb. 2) ergeben sich durch eine markante Winkeldiskordanz zwischen marinem Jura und Wealden nahe des Playa de Cuchia. In diesem Kontext könnten alle kartierten Diapire (Abb. 2) die Sedimentation beeinflusst haben. Leider



reichen die Geländedaten im Turon und Unter-Coniac nicht aus, um dezidierte Aussagen zu treffen.

## 6. Biostratigraphie

### 6.1 Unter-Turon

Wie zuvor erwähnt, wurde auf dem Symposium "Cretaceous Stage Boundaries" (8.-14. 09. 1995 in Brüssel) die Basis des Unter-Turon und damit die Cenoman/Turon-Grenze mit dem FAD von *Watinoceras devonense* gezogen (vgl. BENGTON

Für den Bereich des BKB, definierte WIEDMANN (1960, 1964) *Metoicoceras swallowi* (SHUMARD) als Marker für die Basis des Turon (Turonien I). Da diese Art jedoch in die Synonymie der obercenomanen Zonenleitform *Metoicoceras geslinianum* (D'ORBIGNY) fällt (WRIGHT & KENNEDY 1981), entsprach somit die Basis des "Turonien I" dem Beginn der *Metoicoceras geslinianum*-Zone des Ober-Cenoman im heutigen Sinne (vgl. KENNEDY 1984, HANCOCK 1991).

Eine modifizierte Gliederung wurde von WIEDMANN & KAUFFMAN (1976) und WIEDMANN (1979b) präsentiert, in der das basale Turon

Substage	Westphalia	England	France	Spain		Tunisia	Substage
				Navarra	Cantabria		
Lower Coniacian	<i>petroconense</i>	<i>petroconense</i>	<i>petrocoriense</i>	<i>petrocoriense</i>	no data	<i>petroconense</i>	Lower Coniacian
	no data	no data	no data	no data			
Upper Turonian	<i>germari</i>	<i>normalis</i>	<i>neptuni</i>	<i>normalis</i>	<i>My scupini</i> <i>P germari</i>	<i>Prionocyclus</i> interval	Upper Turonian
	<i>neptuni</i>	<i>neptuni</i>	[?].....[?]	<i>neptuni</i>	<i>neptuni</i> + <i>My incertus</i> + <i>devenan</i>	[?].....[?] <i>deverianum</i>	
Middle Turonian	<i>woollgari</i>	<i>woollgan</i>	<i>deverianum</i>	<i>deverianum</i>	<i>devenanum</i>	<i>Coilopoceras</i> interval	Middle Turonian
			<i>omatissimum</i>	<i>omatissimum</i>	<i>omatissimum</i>		
			<i>kallesi</i>	<i>kallesi</i>	<i>kallesi</i>		
Lower Turonian	<i>coloradoense</i>	<i>nodosoides</i>	<i>nodosoides</i>	<i>ganuzai</i> <i>nodosoides</i>	<i>nodosoides</i>	<i>nodosoides</i>	Lower Turonian
		<i>Fagesia</i> sp.	hiatus	hiatus	hiatus	<i>Choffaticeras</i> interv <i>P flexuosum</i> interv	
		<i>devonense</i>	hiatus	hiatus	hiatus	no data	

Possible correlation of the Turonian ammonite zonations of Westphalia, southern England, France, Spain (Navarra, Cantabria) and Tunisia. Note that in Cantabria the Upper Turonian is defined by assemblage zones of ammonites and inoceramids (*My* = *Mytiloides*).

data from literature (England: KENNEDY 1984, GALE 1996; Westphalia: KAPLAN 1986, KAPLAN & KENNEDY 1984; France: ROBASZYNSKI et al. 1982, AMÉDRO et al. 1983, DEVALQUE et al. 1983, AMÉDRO et al. 1988; Spain: KUHLER & ERNST 1989, KUHLER 1996, WIESE 1996b; Tunisia: ROBASZYNSKI et al. 1990)

Abb. 46: Tabellarische Parallelisierung vorzugsweise ammonitenstratigraphischer Gliederungsschemata zwischen Norddeutschland (Westfalen), England, Frankreich, Spanien (Navarra, Kantabrien) und Tunesien (Zusammenstellung nach Literaturdaten, vgl. Kap. 6).

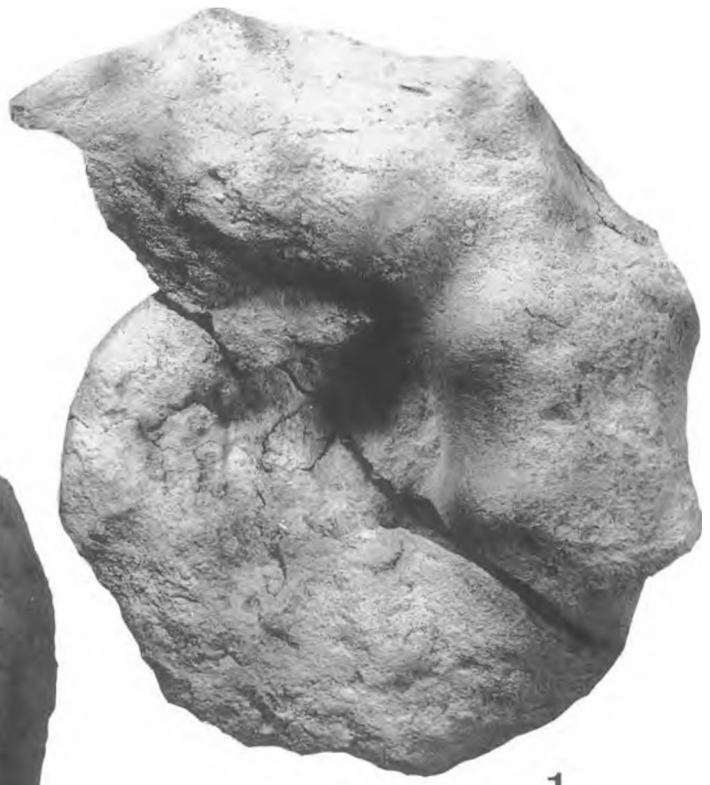
1996). Diese Spezies ist im Boreal und in Teilen der intermediären Bereiche des Western Interior (USA), Englands und Frankreichs verbreitet, in Spanien hingegen extrem selten und daher im Arbeitsgebiet als Grenzmarker gänzlich ungeeignet.

"Turonien I" durch die Zone des *Vascoceras gamai* CHOFFAT (ehemals "Turonien II") definiert wurde. Da WIEDMANN (1960, 1964) aus dieser Zone *Metoicoceras dumasi* (DE GROSSOUVRE) und *Metoicoceras gourdoni* (DE GROSSOUVRE) beschrieb, die beide ebenfalls in die Synonymie

**TAFEL 1:** 1) MB. C 2071: *Mammites nodosoides* (SCHLÖTER) (x 0,7), Schicht 1 aus Bielba (*turonienne*-Zone); 2, 3) MB. C 2072: *Choffaticeras pavillieri* (PERVINQUIÈRE) (x 1), lose aus einem Schurf bei Cortiguera. Die Lithologie des Exemplares macht eine Zuordnung in den unteren Bereich der DS Tu 1, deutlich oberhalb der basalen Glaukonitbank, wahrscheinlich (*turonienne*-Zone?); 4) MB. C 2073: *Choffaticeras luciae* (PERVINQUIÈRE) (x 1), Basis Schicht 1 in Bielba. Das Exemplar entstammt der Residuallage und ist somit zeitlich der DS Tu 1 zuzuordnen (*turonienne*-Zone?); 5, 6) MB. C 2074: *Choffaticeras pavillieri* (PERVINQUIÈRE) (x 1), stratigraphische Position wie MB. C 2072 (Abb. 2, 3).



2



1



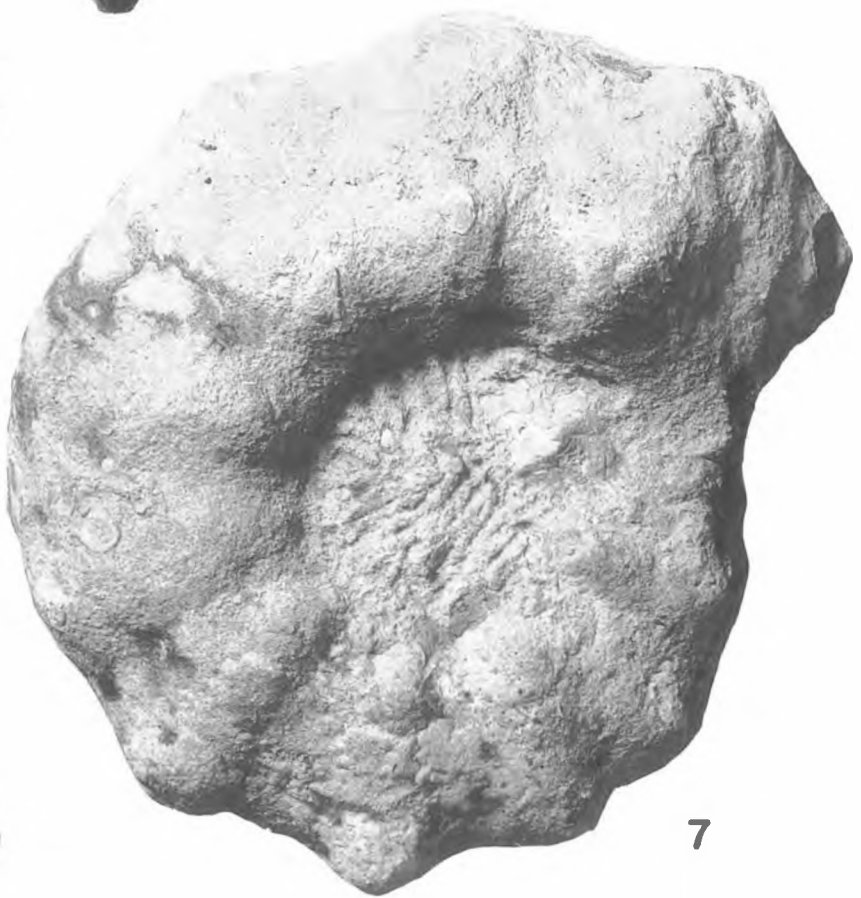
4



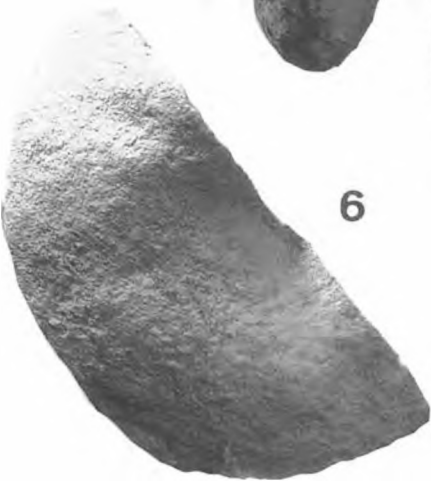
3



5



7



6

von *M. geslinianum* fallen, muß auch das revidierte "Turonien I", d. h. die *gamai*-Zone, gänzlich dem Ober-Cenoman zugeschlagen werden.

Nach Diskussionen um die stratigraphische Position von *V. gamai* (HANCOCK & KENNEDY 1981) rückten jedoch erst die Arbeiten von BERTHOU (1984) und BERTHOU et al. (1985) aus Portugal die bereits seit 1960 (s. o.) aus der Literatur ersichtliche Tatsache wieder ins Bewußtsein, daß *M. geslinianum* und *V. gamai* im Ober-Cenoman einen Overlap besitzen.

Auch das "Turonien II" [Zone des *Fallotites subconciliatus* (CHOFFAT) von WIEDMANN & KAUFFMAN 1976] muß zumindest teilweise dem Cenoman zugeschlagen werden, da diese Form sowohl in England (WRIGHT & KENNEDY 1981) als auch in Portugal (BERTHOU 1984) bereits in der obercenomanen *Neocardioceras juddii*-Zone mit der Zonenleitform zusammen auftritt.

Die Zone des *Leoniceras discoideale* (PERVINQUIÈRE), der in die Synonymie von *Choffaticeras quaasi* (PERON) fällt, repräsentierte das "Turonien III" von WIEDMANN & KAUFFMAN (1976), das der Zone des *Paramammites saenzi* (WIEDMANN 1979b) entspricht. Erstere Art reicht nun in der Tat in das Unter-Turon (LEWY et al. 1984) wie hier verstanden. SANTAMARIA-ZABALA (1992) definierte mit dem FAD dieser Art in Ollogoyen (Estella Becken Navarras) seine Turon-Basis. Dies harmoniert wiederum mit der Idee von KENNEDY (1985: S. 101, Abb. 10), die *devonense*- mit der *saenzi*-Zone zu korrelieren (Diese Parallelisierung erfolgt jedoch ohne Erwähnung der faunistischen Parameter, ist daher nicht nachvollziehbar und somit unbrauchbar). ROBASYNSKI et al. (1990: S. 274, Abb. 12) sowie CHANCELLOR et al. (1994: S. 9, Abb. 3) erkannten in Tunesien eine Intervallzone von *C. quaasi* zwischen dem LAD von *Pseudaspidoceras flexuosum* POWELL und dem FAD von *Mammites nodosoides*, die mit der *devonense*-Zone im Western Interior (HANCOCK et al. 1993) und dem oberen Teil der "Beds with *Fagesia* and *Pseudaspidoceras*" sensu CHANCELLOR et al. (1994) korrelieren. Damit liegt die Intervallzone des *C. quaasi* bereits deutlich im Unter-Turon. Da in Spanien das FAD von *C. quaasi* unglücklicherweise nicht an borealen Elementen geeicht werden kann, ist der Vorschlag von SANTAMARIA-ZABALA (1992), mit dieser Art das

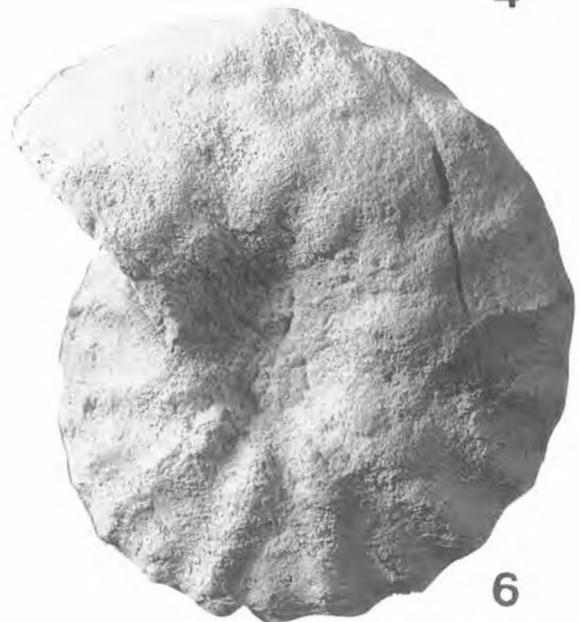
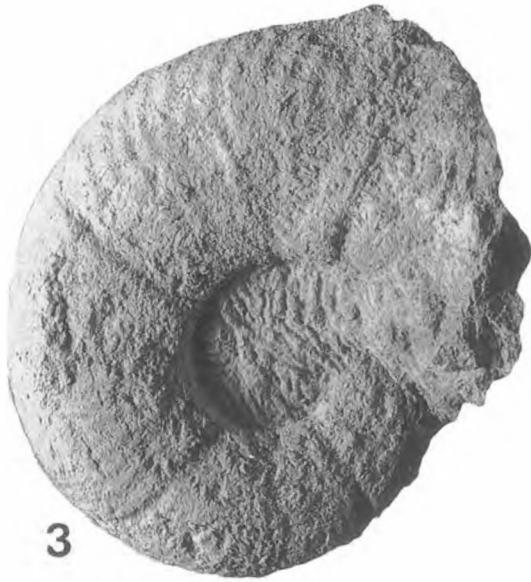
Unter-Turon zu beginnen, allenfalls ein Provisorium und die Angleichung der borealen und spanischen Gliederungen steht noch aus. Darüber hinaus zeigt KÜCHLER (1996), daß die Zone des *C. quaasi* von SANTAMARIA-ZABALA (1992) in Ollogoyen der *nodosoides*-Zone zugeschlagen werden muß. Damit ist die Grenzziehung mit *C. quaasi* in Navarra sowieso hinfällig, und die Situation dort ist identisch mit der Position der *quaasi*-Zone aus Tunesien. Eine praktikable Grenzziehung steht daher weiterhin aus.

Im Arbeitsgebiet Nordkantabriens entstammt die älteste überlieferte Turon-Fauna einem Aufarbeitungshorizont in Trasvia (Abb. 32), der vorzugsweise *Vascoceras* sp. ohne *M. nodosoides* führt. Diese Fauna mag einem Intervall unterhalb der *nodosoides*-Zone entsprechen, der möglicherweise mit der obersten *devonense*-Zone - wie oben andiskutiert - korreliert. Die sedimentologische wie paläontologische Gesamtsituation im Arbeitsgebiet indiziert daher, daß der Cenoman/Turon-Grenzbereich in eine Schichtlücke fällt, die bis in die obere *devonense*- oder untere *nodosoides*-Zone reicht. Eine weitere Diskussion um die Cenoman/Turon-Grenze für den Raum Santander ist somit hinfällig.

**6.1.1 Vascoceratiten-Intervall:** Direkt am Kontakt zwischen dem Ober-Cenoman-Hartgrund und den turonen Kalken (*nodosoides*-Zone) kommt in Trasvia eine Ammonitenfauna als allochthone Komponente einer Residuallage vor, die aus *Vascoceras* sp., *Schindewolfitwes ganuzai*, *Thomasites* sp., *Fagesia* sp. und *Puzosia* sp. besteht und ob der Präsenz von *Wrightoceras munieri* sicher turonen Alters ist. Weiterhin treten Gastropoden und Bivalven sowie zahlreiche Spongien auf. Besonders augenfällig ist der Reichtum an *Orbiryhynchia* sp.

Diskussion: Aus den Gliederungen von WIEDMANN (1960, 1964, 1979a, 1979b) oder WIEDMANN & KAUFFMAN (1976) sowie BERTHOU (1984) ist ersichtlich, daß in Spanien und Portugal unterhalb des FAD von *M. nodosoides* ein Intervall existiert, das nahezu ausschließlich Vascoceratiten führt und der Zone des *P. saenzi* bzw. Teilen der *devonense*-Zone entspricht. Den gleichen Bereich repräsentieren die Intervallzonen

**TAFEL 2: 1, 2) MB. C 2075: *Fagesia superstes* (KOSSMAT) (x 0,5), Top *kallesi*-Event in Tagle, lose aus dem Bereich Schicht x14 (*kallesi*-Zone, Mittel-Turon); 3) MB. C 2076: *Mesopuzosia indopacifica* (KOSSMAT) (x 1), Trasvia Schicht 53 (*kallesi*-Zone, Mittel-Turon); 4) MB. C 2077: *Phylloceras (Hypophylloceras)* sp. (x 1), Liencres/Arnia-Bereich, Schicht 100 (Top *kallesi*-Zone, Mittel-Turon); 5, 6) MB. C 2078: *Spathites reveliereanus* (COURTILLIER) (x 1), Trasvia, lose aus dem Bereich um Schicht 53 (*kallesi*-Zone, Mittel-Turon).**



von *T. rollandi* bzw. *Choffaticeras* sp. in Tunesien (Abb. 46) sowie der obere Teil der "Beds with *Fagesia* and *Pseudaspidoceras* sp." in Südengland (s. o.). Da alle diese Lokalzonen mit dem FAD von *M. nodosoides* von der gleichnamigen Biozone abgelöst werden, stellen ihre oberen Bereiche konsequenterweise das Zeitäquivalent der oberen *devonense*-Zone dar. In diesem Sinne kann die aus Tagle stammende Vascoeratitenfauna möglicherweise als ein Ausschnitt der *devonense*-Zone verstanden werden.

**6.1.2 *Mammites nodosoides*-Zone:** Die Basis der Zone wird mit dem FAD der Index-Art definiert und reicht bis zum FAD von *Kamerunoceras turoniense*. Die Existenz der *nodosoides*-Zone (Abb. 46) kann lediglich in den Profilen Trasvia und Bielba faunistisch nachgewiesen werden. Die Ausgrenzung der Zone in anderen Lokalitäten beruht auf lithostratigraphischer Korrelation und der assoziierten Begleitfauna.

In Trasvia tritt *Morrowites wingi* (Taf. 1, Abb. 7) in einigen Exemplaren auf. In Europa scheint das Häufigkeitsmaximum der Gattung *Morrowites* im Unter-Turon zu liegen (WRIGHT & KENNEDY 1981) und ist möglicherweise an die *nodosoides*-Zone gebunden. Daher wird im Arbeitsgebiet die Gattung als indikativ für die *nodosoides*-Zone interpretiert.

Aus Bielba stammt ein Exemplar von *M. nodosoides* aus dem Bereich unmittelbar oberhalb der SB Tu 2.

Neben den erwähnten Formen treten in der nordkantabrischen *nodosoides*-Zone *Austiniceras austeni*, *Pachydesmoceras linderi* und *Spathites reveliereanus* auf (Ria La Rabia). Aus den Profilen Tagle und Cortiguera stammen *Neoptychites cephalotus* und *Choffaticeras pavillieri* aus einem Bereich unmittelbar oberhalb des Cenoman/Turon-Kontakts, der aus litho- und sequenzstratigraphischen Gründen als mit der *nodosoides*-Zone korrelierend interpretiert wird. Obige Arten werden daher als dieser Zone zugehörig verstanden.

Die Inoceramenfauna entstammt dem Formenkreis um *Mytiloides mytiloides/labiatatus*. In Tagle Ost (Abb. 22) wurde ein Exemplar von *My. kossmati* in der basalen Glaukonitlage gesammelt, die die ersten Sedimente des Turon repräsentiert.

**Diskussion:** Die *nodosoides*-Zone kann in Europa, USA oder Tunesien sicher erkannt werden (vgl. u. a. PETRASCHEK 1902, AMÉDRO et al. 1982a, ROBASYNSKI et al. 1982a, KENNEDY 1984, 1985, KAPLAN 1986, ROBASYNSKI et al. 1990, HANCOCK et al. 1993, CHANCELLOR et al. 1994). Sie repräsentiert den oberen Teil des Unter-Turon und wird offensichtlich stillschweigend meist als "Total Range Zone" (TRZ) verstanden, auch wenn in den seltensten Fällen die Art der Zone definiert wurde. Auch in den spanischen Gliederungen von WIEDMANN (1979b: "Turonian IV") oder SEGURA & WIEDMANN (1982: Turonien V, hier jedoch als Mittel-Turon verstanden), SANTAMARIA-ZABALA (1992) oder LAMOLDA et al. (1989) wird sie ausgehalten; letztere weisen die Existenz mit nur einem Exemplar nach. KÜCHLER (1996) erkennt in Navarra (Spanien) eine Assoziation mit *Mammites nodosoides* und *Schindewolfites ganuzai*, die sich mit der *nodosoides*-Zone, wie hier verstanden, vermutlich zeitlich deckt. Die genauen Grenzen können ob störungsbedingter Aufschlußlücken jedoch nicht erkannt werden. Faunistisch interessant ist, daß *Choffaticeras pavillieri* von SANTAMARIA-ZABALA (1992) und KÜCHLER (1996) in Navarra ebenfalls als Bestandteil der *nodosoides* Assoziation beschrieben wurde.

**Anmerkung:** Im Rahmen des JOST WIEDMANN Symposiums (7.-10. 3. 1996 in Tübingen) wurde von Dipl. Geol. M. WIPPICH (Bochum) und Dipl. Geol. J. LEHMANN (Tübingen) die Besichtigung der umfangreichen WIEDMANN-Sammlung ermöglicht. Dabei zeigte sich, daß in Profilen aus dem Raum Burgos (Spanien) zahlreiche *M. nodosoides* gefunden wurden, die die Existenz der *nodosoides*-Zone dort eindrucksvoll bestätigen.

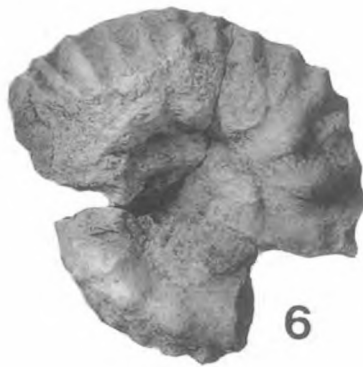
## 6.2 Mittel-Turon

Prinzipiell können der Literatur drei Gliederungsansätze entnommen werden, wie die Grenze zum Mittel-Turon zu ziehen sei:

- ◆ In den französischen Typusregionen des Turon, in der Touraine und Anjou (Saumurois, Baugeois, vgl. ROBASYNSKI et al. 1982, AMÉDRO et al. 1988), wie auch in Spanien (SANTAMARIA-ZABALA 1992, KÜCHLER 1996), wird die Basis des Mittel-Turon mit dem FAD

---

**TAFEL 3:** 1-3) MB. C 2079: *Kamerunoceras turoniense* (D'ORBIGNY) (x 1), *turoniense*/*Mytiloides*-Event in Molleda (*turoniense*-Zone, Mittel-Turon), Abb. 1 mit *Mytiloides* cf. *hercynicus* auf der rechten Seite; 2, 3) MB. C 2080: *Wrightoceras munieri* (PERVINQUIÈRE) (x 0,7), Schicht 2 in Bielba (*turoniense*-Zone, Mittel-Turon); 4) MB. C 2081: *Paramammites polymorphus* (PERVINQUIÈRE) (x 1), Schicht 1 in Bielba (*turoniense*-Zone, Mittel-Turon); 5, 6) MB. C 2082: *Lecointraceras fleuriausianum* (D'ORBIGNY) (x 0,7), Schicht x13 in Tagle, oberstes *kallesi*-Event (*kallesi*-Zone, Mittel-Turon).





von *Kamerunoceras turoniense* gezogen.

- ◆ In England sowie in Westfalen und Sachsen (KENNEDY 1984, KAPLAN 1986, HANCOCK 1991, TRÖGER & VOIGT 1995, GALE 1996) wird die Basis des Mittel-Turon mit dem FAD von *Collignoniceras woollgari* gezogen. Dieser Grenzziehung wurde auf dem Brüsseler Symposium der Vorzug gegeben, da sie mit der Situation im Western Interior der USA harmoniert (HANCOCK et al. 1993, BENGTSON 1996). ROBASYNSKI (1983) adaptierte diese Gliederung für Frankreich.
- ◆ In Tunesien ziehen ROBASYNSKI et al. (1990) die Obergrenze des Unter-Turon mit dem LAD von *M. nodosoides*. Die folgende Zone des *K. turoniense* stellt somit eine Intervall-Zone dar, deren Basis sich nicht mit der Basis der französischen und spanischen *turoniense*-Zone deckt, da das FAD von *K. turoniense* sowohl in Tunesien wie auch in Israel noch deutlich in der *nodosoides*-Zone und somit im Unter-Turon liegt.

Da *Collignoniceras woollgari* aus dem Arbeitsgebiet lediglich in einem Exemplar aus dem basalen Ober-Turon bekannt ist, wurde die Basis des Mittel-Turon mit dem FAD von *Kamerunoceras turoniense* gezogen. Dies harmoniert mit den spanischen Gliederungen von SANTAMARIA-ZABALA (1992) und KÜCHLER (1996) (Abb. 46). Da jedoch die Index-Art bereits in der *nodosoides*-Zone einsetzt (FREUND & RAAB 1969, LEWY & RAAB 1978, COBBAN 1984, KENNEDY 1984, ROBASYNSKI et al. 1990, CHANCELLOR et al. 1994, WIESE 1996b), liegt die Basis des Mittel-Turon, wie hier definiert, noch deutlich im Unter-Turon anderer Gebiete (England, Deutschland, Tunesien). Ob dies auch für Frankreich gilt ist unklar, da laut ROBASYNSKI et al. (1982a, 1982b) *M. nodosoides* und *K. turoniense* keinen Overlap zeigen.

LAMOLDA et al. (1989) versuchten, im Estella Becken Navarra (Spanien) die Basis des Mittel-Turon mit der Basis der *woollgari*-Zone zu etablieren. Die dort präsentierte Gliederung

(LAMOLDA et al. 1989: S. 148, 149) ist aus verschiedenen Gründen unbrauchbar. Es wurde dort versäumt, die Zonenbasis zu definieren. Ausgehend vom "normalen" stratigraphischen Prozedere, neue Zonen entweder mit dem FAD oder LAD von Arten oder Gattungen zu ziehen, erschließt sich dem Betrachter nicht das Kriterium, mit dem die Basis der *woollgari*-Zone hätte gezogen werden können, zumal die Index-Art laut Reichweitentabelle offensichtlich bereits tief in der *nodosoides*-Zone auftritt. Letztere wurde jedoch basierend auf einem Einzelfund aufgestellt, der das Ausgrenzen einer nahezu 60 m mächtigen Zone sicherlich nicht rechtfertigt.

Obwohl im Text darauf hingewiesen wurde, daß die Grenzen ob generellem Mangel an signifikanter Fauna schwer zu ziehen seien, entsteht dennoch der Eindruck, die boreale Zonierung wurde eher gewaltsam adaptiert.

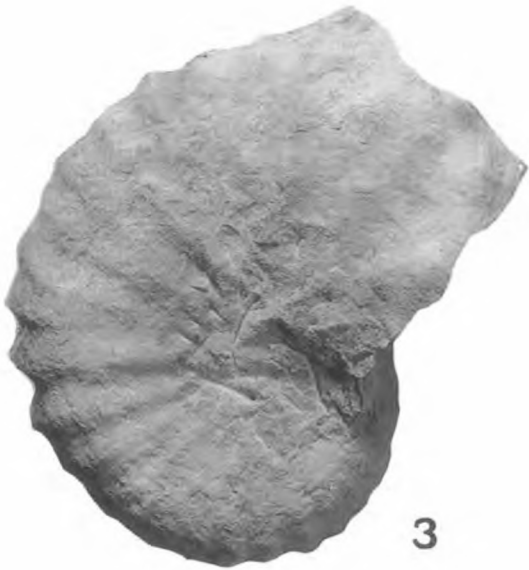
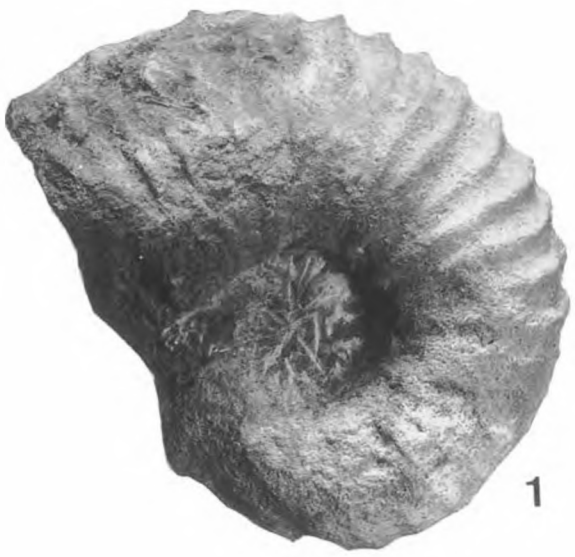
Im Raum Santander ergeben sich für die biozonale Gliederung des Mittel-Turon die größten Übereinstimmungen mit den französischen Gliederungen aus den französischen Typregionen des Turon (Touraine und Anjou) sowie den spanischen Gliederungen von KÜCHLER & ERNST (1989), SANTAMARIA-ZABALA (1992) und WIESE (1996b), auf deren Grundlage eine Feingliederung des Mittel-Turon anhand von Arten der *Kamerunoceras/Romaniceras*-Linie (KENNEDY & WRIGHT 1979, KENNEDY et al. 1980) erfolgt (Abb. 46).

Der von WIEDMANN (1979b) präsentierte Unterteilung des Mittel-Turon in eine basale Zone des *Wrightoceras munieri* & *Spathoides sulcatus*, eine Zone des *Neoptychites* & *Pseudaspidoceras armatum*, eine Zone des *Collignoniceras woollgari* und eine obere *Romaniceras deverianum*-Zone wird nicht gefolgt, da *Wrightoceras munieri* im Santander-Raum schon unterhalb von *Mammites nodosoides* und gemäß Definition bereits im Unter-Turon einsetzt und *Collignoniceras woollgari*, die Index-Form der folgenden Zone, extrem selten ist. Obwohl die Faunenabfolge des basalen Mittel-Turon und die Zonen im Arbeitsgebiet prinzipiell erkannt werden können, bleibt diese Gliederung jedoch nur eine lokale und kann nicht in andere Gebiete wie z. B. Frankreich übertragen

---

**TAFEL 4:** 1) MB. C 2083: *Romaniceras kallesi* (ZAZVORKA), (x 1), lose aus dem Bereich *kallesi*-Event, Mollada (*kallesi*-Zone, Mittel-Turon); 2) MB. C 2084: *Pachydesmoceras linderi* (GROSSOUVRE), (x1), Liencres/Arnia-Bereich, Schicht 100 (*kallesi*-Zone, Mittel-Turon); 3, 4) MB. C 2085: *Romaniceras ornatissimum* (STOLICZKA) (x 0,7), *ornatissimum*-Event, Ensenada de Madero (*ornatissimum*-Zone, Mittel-Turon); 5, 6) MB. C 2086: *Schindewolfites ganuzai* WIEDMANN (x 1), Schicht I in Bielba (*turoniense*-Zone, Mittel-Turon); 7) MB. C 2087: *Tetragonites epigonum* (KOSSMAT) (x 1), Schicht 100, Liencres/Arnia-Bereich (*kallesi*-Zone, Mittel-Turon); 8) MB. C. 2088: *Romaniceras kallesi* (ZAZVORKA) (x 1), Schicht 100, Liencres/Arnia-Bereich (*kallesi*-Zone, Mittel-Turon).





werden. Die nordwesteuropäische Standard-Zonierung (vgl. KENNEDY et al. 1982; KENNEDY 1984, 1985; KAPLAN 1986; HANCOCK 1991), die auch von LAMOLDA et al. (1989) für das Estella Becken Navarra (Spanien) übernommen wurde (s. o.), ist zumindest im Mittel-Turon des Santander-Raumes aufgrund der Seltenheit von *Collignonicerias woollgari* (MANTELL) nicht praktikabel.

**6.2.1 Kamerunoceras turoniense-Zone:** Die Basis der Zone wird mit dem FAD von *Kamerunoceras turoniense* definiert. Sie reicht bis zum FAD von *R. kallesi*. In fast allen bearbeiteten Profilen fällt die Zonenbasis offensichtlich in eine Aufschluß oder Schichtlücke. Die genaue Position der Unter/Mittel-Turon-Grenze bleibt daher unklar. Lediglich in Langre ist der fragliche Bereich vermutlich erschlossen; dort fehlen jedoch Ammoniten. Die Ammonitenfauna der Zone besteht aus *K. turoniense*, *M. nodosoides*, *Spathites reveliereanus*, *Spathites combesi*, *Schindewolfites ganuzai*, *Neoptychites cephalotus*, *Wrightoceras munieri*, *Pachydesmoceras linderi*, *Eubostrychoceras saxonicum*, *Tetragonites epigonum*, *Choffaticeras luciae*, *Paramammites polymorphus*, *Fagesia* sp. und *Puzosia* (*Mesopuzosia*) sp. Die assoziierte Inoceramenfauna setzt sich vorzugsweise aus *Mytiloides* ex gr. *mytiloides/labiatus* und untergeordnet aus Individuen des Formenkreises um *My. hercynicus/hercynicus* zusammen. Letztere treten bevorzugt in den mergeligen Profilen auf. In der oberen *turoniense*-Zone kommt es zu einem Massenaufreten von Ammoniten und Inoceramen (*turoniense/Mytiloides*-Event, vgl. Kap. 7.2).

**Diskussion:** Eine *turoniense*-Zone kann in benachbarten Regionen Spaniens erkannt werden und wird mit denen von SANTAMARIA-ZABALA (1992) und KÜCHLER (1996) korreliert, die, wie in dieser Arbeit, die Basis des Mittel-Turon mit dem FAD der Index-Art definieren. Die Zone entspricht in weiten Zügen vermutlich der des *Neoptychites* sp. und *Pseudaspidoceras* sp. von WIEDMANN & KAUFFMAN (1976), aus der WIEDMANN (1979b) *K. turoniense* beschreibt.

Die Basis der *turoniense*-Intervall-Zone Tunesiens (ROBASZYNSKI et al. 1990) wird mit dem LAD von *M. nodosoides* definiert, der im oberen Teil seiner Zone einen deutlichen Overlap mit *K. turoniense* besitzt (CHANCELLOR et al. 1994); eine Situation, wie sie auch aus Israel bekannt ist (FREUND & RAAB 1969).

Da in keinem europäischen Land ein Overlap von *M. nodosoides* und *C. woollgari* zu verzeichnen ist

und *C. woollgari* knapp oberhalb des LAD von *M. nodosoides* sein FAD hat (z. B. England, GALE 1996), scheint in der Tat auch im Boreal die *nodosoides*-Zone des höheren Unter-Turon prinzipiell eine TRZ darzustellen, was mit den tunesischen Verhältnissen harmoniert. Dies bedeutet gleichermaßen, daß die Basis der *turoniense*-Zone, wie hier definiert, noch deutlich im Unter-Turon im borealen Sinne liegt.

Unklar sind die Verhältnisse in der Touraine und Saumurois (Frankreich), wo *M. nodosoides* und *K. turoniense* keinen Overlap zeigen, da dies nicht mit dem aus anderen Bereichen bekannten Verteilungsmuster der beiden Arten in Einklang zu bringen ist. Mögliche Dokumentationslücken außer acht lassend, ergibt sich konsequenterweise die Frage, ob *M. nodosoides* dort früher aussetzt oder *K. turoniense* im Stratotyp des Turon erst später als in Spanien oder Tunesien einsetzt. Da kein multistratigraphisches Bezugssystem besteht, kann diese Frage faunistisch nicht geklärt werden. Von Bedeutung ist jedoch das Verteilungsmuster der Ammonitenfauna in Verbindung mit der lithologischen Entwicklung: Im französischen Stratotyp reicht *M. nodosoides* fast unmittelbar an einen markanten Faziesumschwung heran, der die Grenze zwischen der "Craie marneuse" und dem "Tuffeau de Saumur" markiert. Genau dieser Faziesumschwung kann in England ebenfalls erkannt werden, und kurz darunter hat *M. nodosoides* ebenfalls sein LAD. Nur wenig darüber setzt *C. woollgari* ein (GALE 1996). Diese offensichtliche Kopplung des LAD von *M. nodosoides* an den Bereich kurz unterhalb des Fazieswechsels mag in der Tat Beleg dafür sein, daß *K. turoniense* in Frankreich erst später als in Israel und Tunesien auftritt. Eklatant wichtig für die weiterführende Diskussion ist die Tatsache, daß *M. nodosoides* im Bereich Bielba oberhalb der Sequenzgrenze SB Tu 2 auftritt: Diese Sequenzgrenze korreliert offensichtlich mit dem oben bereits erwähnten Faziesumschwung in England, unter dem GALE (1996) einen Hartgrund beschreibt, der gleichermaßen als Sequenzgrenze interpretiert wird (vgl. Kap. 8.2).

Weiterhin ist interessant, daß nur kurz oberhalb des LAD von *M. nodosoides* - auch wenn die Abfolge in verhältnismäßig kondensierter Ausbildung vorliegt - bereits das FAD von *R. kallesi* liegt (vgl. Abb. 37). In diesem Sinne scheint die *turoniense*-Zone möglicherweise zum großen Teil in die Reichweite des *M. nodosoides* und somit in die boreale *nodosoides*-Zone zu fallen.

Das sich im Arbeitsgebiet in der oberen *turoniense*-Zone befindliche *turoniense/Mytilo-*

*ides*-Event scheint innerhalb des bio- und sequenzstratigraphischen Rahmens aller Voraussicht nach mit dem nordwestdeutschen *hercynicus*-Event *sensu* ERNST et al. (1983) zu korrelieren (WIESE & KÜCHLER 1995, KÜCHLER 1996, vgl. Kap. 7.2; Abb. 47). Es markiert in Westfalen das FAD von *Collignoniceras woollgari* (KAPLAN 1986). Würde diesem Korrelationsvorschlag gefolgt, so ergäbe sich mit dem Event, das nur eine stratigraphische Momentaufnahme repräsentiert, für die Zukunft die Möglichkeit, die Ammonitenzonierungen zu eichen und die zeitlichen Unterschiede im FAD bzw. LAD der Index-Spezien zu quantifizieren. Die vorliegenden Ergebnisse lassen zumindest jetzt schon die Aussage zu, daß in diesem gesamtstratigraphischen Zusammenhang die *turonienne*-Zone zumindest im Arbeitsgebiet größtenteils mit der borealen *nodosoides*-Zone zu korrelieren scheint.

Die vorgefundene Inoceramenassoziation ist signifikant für die Inoceramenzonen 9-11, die die ammonitenstratigraphischen Grenzen des Mittel-Turon (FAD von *K. turoniense* bzw. FAD von *C. woollgari*) ohne merkliche Veränderungen queren und hier somit stratigraphisch ohne Aussage sind.

**6.2.2 *Romaniceras kallesi*-Zone:** Mit dem FAD der Index-Art wird die Zonenbasis gezogen. Die Obergrenze markiert das FAD von *R. ornatissimum* (Abb. 46). Abhängig von der paläogeographischen Position erreicht die Zone eine Mächtigkeit zwischen ca. 500 cm (Molleda) und ca. 150 cm (Tagle Ost). Die Ammonitenfauna besteht aus *Romaniceras kallesi*, *Spathites reveliereanus*, *Pachydesmoceras linderi*, *Neoptychites cephalotus*, *Donenriquoceras forbesi-ceratiforme*, *Wrightoceras munieri*, *Eubostrioceras saxonicum*, *Tetragonites epigonum*, *Puzosia (M.) indopacifica*, *Fagesia superstes*, *Phylloceras (Hypophylloceras) sp.* und Großammoniten.

Im unteren Teil der Zone zeigen *K. turoniense* und *R. kallesi* einen Overlap. Die Inoceramenassoziation besteht im unteren Teil der *kallesi*-Zone aus *Mytiloides* ex gr. *mytiloides/labiatatus*. Im höheren Teil besteht die spärliche und schlecht erhaltene Inoceramenfauna aus *Inoceramus* ex gr. *cuvierii/apicalis* und *I. cf. inaequalis* (SCHLÜTER). Die gesamte *kallesi*-Zone fällt in die Reichweite von *H. helvetica*.

**Diskussion:** Im Arbeitsgebiet wie auch in Tunesien, Frankreich und anderen Bereichen Spaniens folgt eine *kallesi*-Zone auf die

*turonienne*-Zone. In Israel (FREUND & RAAB 1969, RAAB & LEWY 1978) kann eine Ammonitenzone des *Romaniceras inermis* (die von FREUND & LEWY 1969; S. 8, Taf. 1, Abb. 1, 2 abgebildeten *R. inermis* entsprechen *R. kallesi*) erkannt werden, die eine *Choffaticeras luciae trisellatum*-Zone ablöst. Letztere fällt in die Reichweite von *K. turoniense*, der in seinem oberen Teil ebenfalls einen Overlap mit *R. kallesi* zeigt. In diesem Sinne korreliert diese Zone mit dem oberen Teil der *turonienne*-Zone anderer Gebiete. Da die Basis der *inermis*-Zone offenbar mit dem FAD gleichnamiger Art gezogen wird, entspricht die Definition der *kallesi*-Zone in Israel durchaus dem Verständnis von ROBASYNSKI et al. (1982a), AMÉDRO et al. (1982a), AMÉDRO et al. (1988), ROBASYNSKI et al. (1990), WIESE (1996b) und KÜCHLER (1996).

Eine detaillierte Besammlung der die Zone umfassenden Profile im Arbeitsgebiet zeigt, daß sehr gute Korrelationsmöglichkeiten in die Typusregion des Turon nach Frankreich bestehen (WIESE 1995, 1996a, vgl. Kap. 7.3). Besonders die Tatsache, daß *R. kallesi* und *K. turoniense* einen kurzen Overlap zeigen, der in Frankreich und anderen Teilen Spaniens sowie in Tunesien und Israel erkennbar ist (FREUND & RAAB 1969, ROBASYNSKI et al. 1990, SANTAMARIA-ZABALA 1992, KÜCHLER 1996), ermöglicht es, dieses stratigraphische Intervall sicher über das Estella Becken und die Barranca nach Frankreich in die Typusregion (Abb. 48) bzw. nach Tunesien und Israel zu korrelieren.

Die *kallesi*-Zone *sensu* SANTAMARIA-ZABALA (1992) führt mit *R. ornatissimum* und *R. deverianum* die Index-Formen der folgenden Zonen und entspricht daher nicht der Zone wie hier verstanden.

Im Sinne von TRÖGER (1989) setzt der Formenkreis um *My. mytiloides/labiatatus* am Top seiner Inoceramen-Zone 11 aus und die Fauna wird folgend von Inoceramen der Gruppe *I. apicalis/cuvierii/lamarcki* dominiert. Dieser Umschwung in der Inoceramenassoziation kann auch im Arbeitsgebiet erkannt werden: Die letzten *My. mytiloides/labiatatus* treten in der unteren *kallesi*-Zone auf, folgend setzen im oberen Teil der *kallesi*-Zone Inoceramen der Gruppe *I. ex gr. cuvierii/apicalis* und *I. inaequalis* ein. Ihr alleiniges Auftreten ist signifikant für die Inoceramenzone 12 des Mittel-Turon, deren Basis somit deutlich in der *kallesi*-Zone liegt.

WIEDMANN & KAUFFMAN (1976) und WIEDMANN (1979a) erkannten im unteren Mittel-Turon des BKB eine *Neoptychites/Pseudaspidoceras armatum*-Assoziation (*P. armatum* ist synonym mit *K.*

*turonense*), der eine *Collignonicerias* sp./*I. cuvierii-lamarcki*-Assoziation folgt, die vermutlich TRÖGER's Inoceramenzone 12 repräsentiert. Die Faunenabfolge im Arbeitsgebiet zeigt, daß *K. turoniense* in der unteren, *N. cephalotus* in der oberen *kallesi*-Zone aussetzt (vgl. Abb. 48), und in diesem Sinne mag die im BKB beobachtete Faunenfolge in der Tat in der höheren *kallesi*-Zone, wie hier verstanden, liegen und vermutlich wahrlich den Übergang zur Inoceramenzone 12 markieren.

Eine identische Situation beschreiben LOPEZ & SANTAMARIA-ZABALA (1992) aus Navarra, wo die basale *kallesi*-Zone in eine *My. hercynicus*-Zone fällt und die obere *kallesi*-Zone bereits in der Zone des *I. cuvierii* liegt. Damit kann klar aufgezeigt werden, daß die *kallesi*-Zone in Spanien an der Zonenbasis noch in die Inoceramenzone 11 fällt, mit der Obergrenze deutlich in der Inoceramenzone 12 und somit klar in der *woollgari*-Zone im Sinne der borealen Ammonitenzonierung liegt.

Dieser markante Umschwung in der Inoceramenfauna (wenn auch nur durch wenige Individuen im Arbeitsgebiet nachgewiesen) ist von überregionaler Bedeutung, da er sowohl in England wie in Deutschland und Polen ebenfalls klar erkennbar ist. Er kann somit zu beckenübergreifender Korrelation herangezogen werden. Darüber hinaus leitet dieser Umschwung stets einen deutlichen Fazieswechsel und einen starken transgressiven Impuls ein, der im Anglo-Pariser-Becken wie auch im Arbeitsgebiet klar erkannt werden kann und den Meeresspiegel-Höchststand im Turon ankündigt.

**6.2.3 *Romaniceras ornatissimum*-Zone:** Die Basis der *ornatissimum*-Zone wird mit dem Einsetzen der Index-Art definiert. Im Raum Liencres liegt das FAD von *Romaniceras ornatissimum* in den Turbiditsequenzen der Schichten 101/102. Das Erhaltungspotential in diesen Folgen ist extrem schlecht und der Erstfund mag sicherlich nicht das echte Eintrittsdatum markieren. In Bielba tritt *R. ornatissimum* nur einige Dezimeter über der FS der DS Tu 2 auf. In anderen Bereichen (Tagle, Trasvia, Universität Santander) wurde die Index-

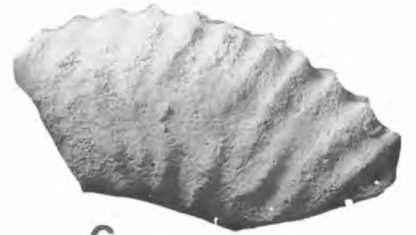
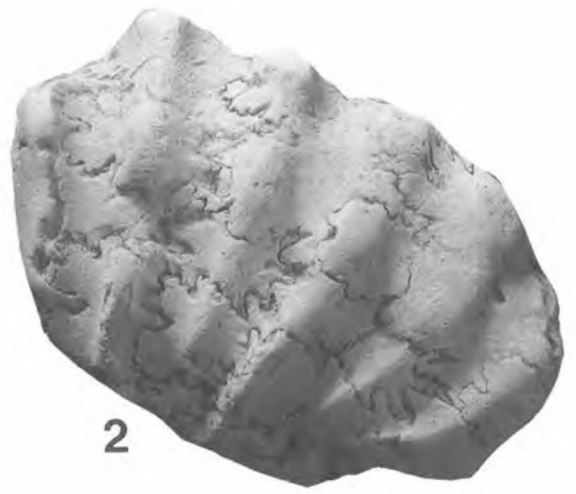
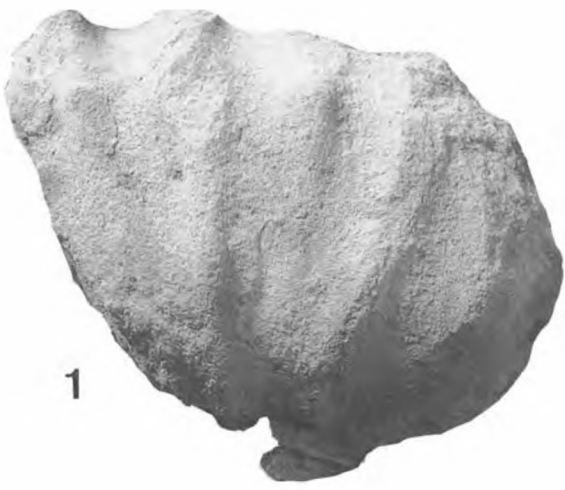
Art erst höher gefunden. Um eine für das Arbeitsgebiet insgesamt leicht erkennbare Zonengrenze zu definieren, wird die Basis der *ornatissimum*-Zone (im Sinne biostratigraphischer Methodik sicherlich nicht ganz korrekt) mit dem überall gut erkennbaren Fazieswechsel an der FS der DS Tu 2 TS gezogen. Damit soll eine in allen Profilen möglichst leicht erkennbare, provisorische Grenze festgelegt werden. Sie ist trotz möglicher Ungenauigkeit in der stratigraphischen Positionierung immer noch brauchbarer als eine Grenze, die lediglich auf den in den verschiedenen Profilen nachgewiesenen FADs der Index-Art beruht, die ob der Seltenheit von *R. ornatissimum* stratigraphisch sicherlich nicht aussagekräftig sind.

Ausgehend von dieser Definition erreicht die Zone eine Mächtigkeit von ca. 16 bis 28 m. Die Zonenfauna setzt sich aus *R. ornatissimum*, *Pachydesmoceras denisonianum*, *Pachydesmoceras linderi*, *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) sp., *Allocrioceras* sp., *Neocrioceras* sp. und *Puzosia* (*Mesopuzosia*) sp. zusammen. Im Bereich Liencres/Arnia sowie in Molleda ist in einem kurzen, stratigraphischen Intervall, dem *ornatissimum*-Event, die Zonenfauna angereichert. Außerhalb des Events ist Fauna eher spärlich. Wie schon gültig für die *turonense*- und *kallesi*-Zone, fällt auch die *ornatissimum*-Zone in die Reichweite von *H. helvetica*.

In den Kalken sowohl unterhalb als auch direkt über dem *ornatissimum*-Event kommt es zu einem Häufigkeitsmaximum von *H. helvetica*, das im ganzen Arbeitsgebiet im entsprechenden Intervall erkannt werden kann.

Diskussion: Die *ornatissimum*-Zone in Frankreich entspricht vermutlich der wie hier definierten. (Abb. 46). Jedoch existieren wenige Literaturdaten, die dies verifizieren könnten. In der Barranca und im Estella Becken erkennen KÜCHLER & ERNST (1989) und KÜCHLER (1996) ebenfalls eine *ornatissimum*-Zone, die in ihrem unteren Teil einen Overlap von *R. kallesi* und *R. ornatissimum* zeigt, der im Arbeitsgebiet bisher nicht erkannt werden konnte. Der hier als *ornatissimum*-Zone

**TAFEL 5:** 1) MB. C 2089: *Romaniceras deverianum* (D'ORBIGNY) (x 1), *deverianum*-Event in Tagle (*neptunildeverianum*-AZ, Ober-Turon); 2) MB. C 2090: *Romaniceras deverianum* (x 1), Top *deverianum*-Event (Schicht 120), Ensenada de Madero (*neptunildeverianum*-AZ, Ober-Turon); 3, 4) MB. C 2091: *Tetragonites* (KOSSMAT) (x 1), Schicht 123, E. d. Madero (*neptunildeverianum*-AZ, Ober-Turon); 5) MB. C 2092: *Neocrioceras* aff. *multinodosum* (SCHLÜTER) (x 1), Schicht 122, E. d. Madero (*neptunildeverianum*-AZ, Ober-Turon); 6, 7) MB. C 2093: *Romaniceras deverianum* (x 1), Schicht 123, E. d. Madero (*neptunildeverianum*-AZ, Ober-Turon); 8) MB. C 2094: *Subprionocyclus hitchinensis* (BILLINGHURST) (x 1), lose aus einem Bereich zwischen Schicht 125 und SB Tu 3, E. d. Madero (*neptunildeverianum*-AZ, Ober-Turon); 9) MB. C 2095: *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ) (x 1), Top Schicht 123, E. d. Madero (*neptunildeverianum*-AZ, Ober-Turon); 10) MB. C 2097: *Scaphites* sp. (x 1), stark korrodiertes Exemplar vom Top des *deverianum*-Events in Tagle (*neptunildeverianum*-AZ, Ober-Turon); 11) MB. C 2996: *Subprionocyclus neptuni* (x 1), Schicht 28 in Tagle (*neptunildeverianum*-AZ, Ober-Turon).



10



verstandene Bereich fällt noch in die *kallesi*-Zone von SANTAMARIA-ZABALA (1992). Der Mangel an Inoceramen läßt die Zuordnung in eine Inoceramenzone nicht zu.

Vermutlich entspricht die *ornatissimum*-Zone, wie hier verstanden, grob dem tunesischen *Coilopoceras*-Intervall von ROBASZYNSKI et al. (1990), das zwischen dem LAD von *R. kallesi* und dem FAD von *R. deverianum* liegt.

Von paläontologischem Interesse ist die Tatsache, daß mit der *ornatissimum*-Zone, die in den Meeresspiegel-Höchststand des Turon fällt, offenbar europaweit eine deutliche Verringerung der Faunendiversität einhergeht.

**6.2.4 Romaniceras deverianum-Zone:** Die Basis der Zone wird mit dem FAD von *Romaniceras deverianum* gezogen (Abb. 46). Dieses liegt in den Profilen Tagle in Schicht z16 bzw. in Trasvia in Schicht 77, damit klar unterhalb der SB Tu 3 und gemäß der in dieser Arbeit entwickelten Gliederung im Mittel-Turon (WIESE 1996b). Die Zone hat nur eine geringe Mächtigkeit von max. 1,5 m und markiert ein Intervall zwischen dem FAD von *R. deverianum* und dem *R. deverianum*-Event, das in dieser Arbeit als Mittel/Ober-Turon Grenzevent definiert wird. In den Profilen im Bereich Liencres/Arnia kann die *deverianum*-Zone faunistisch nicht nachgewiesen werden (WIESE 1996b), jedoch impliziert die lithostratigraphische Korrelation, daß sie in die, die Sequenzgrenze unterliegende Turbiditsequenz fällt. Daher wurde sie provisorisch in den entsprechenden Profilsäulen verzeichnet.

Die Ammonitenassoziation besteht aus *Romaniceras deverianum* und *Pachydesmoceras linderi*. Inoceramen wurden nicht gefunden.

**Diskussion:** Innerhalb des stratigraphischen Gesamtzusammenhangs entspricht die *deverianum*-Zone dem obersten Teil der borealen *Collignoniceras woollgari*-Zone. Obwohl eine *deverianum*-Zone bei WIEDMANN (1978, 1979a) bereits im oberen Mittel-Turon beginnt, markiert sie bei WIEDMANN (1979b) die Basis des Ober-Turon, wie es auch bei KÜCHLER & ERNST (1989) zu finden ist. Entgegen KÜCHLER & ERNST (1989), definiert KÜCHLER (1996) im Estella Becken und der Barranca die *deverianum*-Zone nun als dem oberen Mittel-Turon zugehörig. Da ebendort die Basis des Ober-Turon mit dem FAD von *S. neptuni* bzw. dem *deverianum/rhodanicum*-Ammoniten-Event (das vermutlich mit dem

*deverianum*-Event des Arbeitsgebietes korreliert, vgl. Kap. 7.5) zusammenfällt, können die *deverianum*-Zonen Navarras und des Arbeitsgebietes annähernd als Äquivalente verstanden werden. Die als oberstes Mittel-Turon interpretierte *deverianum*-Zone von SANTAMARIA-ZABALA (1992) muß vollständig in die des *Subprionocyclus neptuni sensu* KÜCHLER & ERNST (1989) und somit ins Ober-Turon fallen, da bei SANTAMARIA-ZABALA (1992) *R. deverianum* im entsprechenden Intervall bereits zusammen mit *S. neptuni* persistiert.

In Frankreich (AMÉDRO et al. 1982b, DEVALQUE et al. 1982) markiert die Basis der *deverianum*-Zone die Basis des Ober-Turon. Da die Index-Art jedoch im Arbeitsgebiet im Mittel-Turon im borealen Sinne einsetzt, kann diese Grenzziehung nicht aufrecht erhalten werden (WIESE 1996b). Wie gezeigt werden kann, quert *R. deverianum* die Grenze zum Ober-Turon, wie hier definiert, und setzt im Arbeitsgebiet deutlich in der *neptuni/deverianum*-AZ aus (vgl. Abb. 11, 25).

Die Basis der von ROBASZYNSKI et al. (1990) in Tunesien erkannten *deverianum*-Zone kann nicht eindeutig dem Mittel- bzw. Ober-Turon, wie hier verstanden, zugeordnet werden. Da an der Basis der tunesischen Zone eine Sequenzgrenze liegt, die im Arbeitsgebiet vermutlich noch ins Mittel-Turon fällt, mag die Basis der tunesischen *deverianum*-Zone u. U. noch im Mittel-Turon borealen Verständnisses liegen. Für eine weiterführende Diskussion fehlt jeder Hinweis. Die Obergrenze der Zone wird durch das Einsetzen einer *Prionocyclus*-Zone markiert, an dessen Basis *R. deverianum* und *Prionocyclus* einen Overlap zeigen. Im spanischen Ollogoyen Profil (Estella Becken, Navarra) kann dieses Intervall sicher im Bereich der basalen *normalis*-Zone erkannt werden (KÜCHLER & ERNST 1989), so daß die *deverianum*-Zone in Tunesien die gesamte *neptuni/deverianum*-, die *incertus/neptuni*- sowie den untersten Teil der *scupini/germari*-AZ des Arbeitsgebietes umfaßt.

### 6.3 Ober-Turon

Innerhalb Europas bestehen fest etablierte Meinungsverschiedenheiten über die Mittel/Ober-Turon-Grenze. In England und Deutschland wird die Grenze ammonitenstratigraphisch mit dem FAD von *Subprionocyclus neptuni* gezogen (KENNEDY 1984, KAPLAN 1986, HANCOCK 1991, GALE 1996, vgl. Abb. 46). KAPLAN (1986) konnte in Westfalen nachweisen, daß das FAD von *S. neptuni* ungefähr zeitgleich mit dem FAD von

*Inoceramus costellatus* WOODS im sogenannten *costellatus/plana*-Event (*sensu* ERNST et al. 1983) liegt. Dies ermöglicht die Korrelation in inoceram-stratigraphisch gegliederte Gebiete Niedersachsens (ERNST et al. 1983), Sachsen-Anhalts (HORNA 1995b) und Sachsens (TRÖGER 1989) sowie eine Eichung des Grenzbereiches. Auf dem Symposium "Cretaceous Stage Boundaries" in Brüssel wurde angeregt, die Grenze mit dem FAD von *Inoceramus costellatus* zu ziehen, was angesichts des FAD von *S. neptuni* eine sinnvolle Angleichung zweier Gliederungsschemata mit unterschiedlichen Organismengruppen darstellt. In Frankreich und Spanien dagegen wurde traditionell das FAD von *R. deverianum* als Grenzmarker herangezogen (WIEDMANN 1960, 1965, 1979a, 1979b, AMÉDRO et al. 1982a, 1982b, DEVALQUE et al. 1982, ROBASZYNSKI et al. 1982, KÜCHLER & ERNST 1989). Im Arbeitsgebiet wurde aus event-stratigraphischen Gesichtspunkten die Grenze zum Ober-Turon mit dem *Romaniceras deverianum*-Event gezogen, das vermutlich mit dem norddeutschen *costellatus/plana*-Event korreliert (WIESE & KÜCHLER 1995, WIESE 1996b, vgl. Kap. 7.5, Abb. 49). Letzteres markiert in Westfalen das FAD von *S. neptuni*. In diesem Sinne wird somit indirekt der Praxis gefolgt, die Grenze mit dem borealen *S. neptuni* zu ziehen.

Die sich seit nunmehr knapp dreißig Jahren schleppende Diskussion, ob das basale Ober-Turon durch das FAD von *R. deverianum* oder *S. neptuni* definiert werden kann, ist ganz offensichtlich auf faunengeographische Unterschiede zurückzuführen: Während *S. neptuni* im Norden verbreitet ist und *R. deverianum* selten auftritt, ist *R. deverianum* in Spanien und Frankreich verbreitet und *S. neptuni* wird im designierten Grenzintervall selten oder überhaupt nicht gefunden. Diese Situation wurde offenbar als unumstößliche Tatsache akzeptiert, denn an Stelle erneuter Geländekampagnen oder Sammlungsaufbereitungen wurden alte Dogmen ohne neue Argumente ausgetauscht (KENNEDY et al. 1982, KENNEDY 1984, KENNEDY 1985, HANCOCK 1991).

Werden die Literaturdaten genauer geprüft, ergibt sich jedoch ein etwas differenzierteres, wenn auch weiterhin nicht befriedigendes Bild. *S. neptuni* tritt im Uchaux Massiv Frankreichs (DEVALQUE et al. 1982) erstmals als Bestandteil einer eventartig auftretenden, oberturonen Faunenassoziation auf. Diese besteht unter anderem aus *Subprionocyclus hitchinensis* (BILLINGHURST), *Subprionocyclus branneri* (ANDERT), *Subprionocyclus neptuni*, *Subprionocyclus normalis*, *Sciponoceras bohemicum* (FRITSCH), *Hyphantoceras reussianum*

(D'ORBIGNY), *Lewesiceras mantelli* (WRIGHT & WRIGHT), *Tongoboryceras rhodanicum*, *Baculites undulatus*, *Puzosia curvatisulcata* und *Coilopoceras requienianum*. Diese Assoziation zeigt starke Affinitäten zur englischen Chalk Rock Fauna (vgl. WRIGHT 1979), der sogenannten *reussianum*-Fauna, die signifikant für das höhere Ober-Turon (obere oder oberste *neptuni*- bis Grenzbereich *neptuni/normalis*-Zone *sensu* KAPLAN 1986) der borealen Faunenprovinz ist. ERNST et al. (1983) bezeichneten dieses Intervall nach dem abundant auftretenden heteromorphen Ammoniten *Hyphantoceras reussianum* als "*Hyphantoceras*-Event", das faunistisch in bemerkenswerter Gleichheit in England, Deutschland (Westfalen, Niedersachsen, Sachsen), Polen und Kasachstan erkannt werden kann (ERNST et al. 1983, DAHMER & ERNST 1986, KAPLAN 1986, TARKOWSKI 1991, METZDORF 1992, WALASZCZYK 1992, TRÖGER & VOIGT 1995). Jedoch indiziert das Auftreten von *S. normalis*, daß die Uchaux-Fauna bereits in die *normalis*-Zone des höheren Ober-Turon fällt (KAPLAN 1986). Da sich sowohl im Text als auch in den Profildarstellungen von DEVALQUE et al. (1982: S. 65, Abb. 3) keine Hinweise auf größere Schichtlücken finden, ergibt sich unter der Annahme einer mehr oder minder kontinuierlichen stratigraphischen Abfolge im Uchaux Massiv zwangsläufig für den basalen Teil des Ober-Turon ein Intervall, in dem *R. deverianum* dominiert und dort mit *C. requienianum*, *T. rhodanicum* und *L. mantelli* vergesellschaftet ist. Im Einklang damit steht das Fehlen der mittelturonen Index-Art *C. woollgari* in diesem Intervall.

Für England zeigt GALE (1996), daß die gesamte Reichweite von *R. deverianum* innerhalb der *neptuni*-Zone liegt. Damit kann die Aussage von HANCOCK (1991: S. 275: "...nobody has ever found *R. deverianum* in the *S. neptuni*-Zone of the Upper Turonian as used here.") nach KÜCHLER & ERNST (1989) und WIESE (1996b) erneut widerlegt werden. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß *R. deverianum* in England lediglich im basalen Ober-Turon auftritt und nie aus dem Chalk Rock beschrieben wurde, da dieses stratigraphische Verteilungsmuster identisch mit den Beobachtungen aus dem Uchaux Massiv ist. Somit scheint *R. deverianum* in England und Teilen Frankreichs in der Tat ausschließlich auf das untere Ober-Turon beschränkt zu sein [der Nachweis von *R. deverianum* aus dem *costellatus/plana*-Event des basalen Ober-Turon von Halle, Westfalen (vgl. KAPLAN 1986) ist eine Fehlbestimmung; es handelt sich um *Allocrioceras* sp. (U. KAPLAN,



pers. Mitt.)). Während in England die Reichweite von *S. neptuni* und die sequenzstratigraphische Gliederung von GALE (1996) es ermöglichen, das FAD von *R. deverianum* in einem multistratigraphischen Rahmen zu bestimmen, fehlt ein solches Bezugssystem unglücklicherweise in Frankreich. Wird der in dieser Arbeit erbrachten Event-Korrelation gefolgt (Kap. 7.5, Abb. 49), so ergeben sich unter Vorbehalten einige Arbeitshypothesen:

- ◆ In England setzt oberhalb einer mittelturonen Sequenzgrenze *S. neptuni* im Pewsey Hartgrund ein und markiert die Grenze zum Ober-Turon. Kurz darüber erscheint *R. deverianum* erstmals.
- ◆ In Frankreich (Uchaux) liegt das FAD von *S. neptuni* erst im höheren Ober-Turon (Wende zur *normalis*-Zone). Darunter befindet sich ein Intervall mit *R. deverianum* ohne *S. neptuni* und *C. woollgari*.
- ◆ Im Arbeitsgebiet setzt oberhalb einer Sequenzgrenze im Mittel-Turon *S. neptuni* ein. *R. deverianum* hat sein FAD unterhalb dieser Sequenzgrenze. Eine Ammonitenlage, das *Romaniceras deverianum*-Event, überlagert die Sequenzgrenze und wird in seiner sequenz- und eventstratigraphischen Position mit dem norddeutschen *costellatus/plana*-Event korreliert, daß das FAD von *S. neptuni* in diesem Gebiet markiert.

Aus diesen Ansätzen ergeben sich die folgenden stratigraphischen Konsequenzen:

- ◆ In England setzt *R. deverianum* später als im Arbeitsgebiet ein. Demgegenüber scheint *S. neptuni* im Arbeitsgebiet leicht verzögert zu erscheinen.
- ◆ In Frankreich (Uchaux) setzt *S. neptuni* offensichtlich stark verzögert erst im höheren Ober-Turon ein. Das basale Ober-Turon wird von einer Zone des *R. deverianum* repräsentiert. Da ein multistratigraphisches Bezugssystem fehlt, bleibt unklar, ob das FAD von *R. deverianum* wie in Spanien bereits im Mittel-Turon oder, wie in England, erst im Ober-Turon liegt.

Sollten diese Interpretationen korrekt sein, zeigt sich scheinbar ein diachrones Einsetzen der Index-Arten in verschiedenen Gebieten (wie dies schon zuvor für den Unter/Mittel-Turon-Grenzbereich

diskutiert wurde). Die Ursachen, seien sie paläobiogeographischer oder nur sammlungsbedingter Natur, stehen jedoch noch zur Diskussion. Dies bedeutet gleichermaßen, daß die lediglich auf dem FAD der Index-Arten beruhenden Zonierungsversuche zwischen Spanien, England und Frankreich unter Umständen unbrauchbar sind, da die FADs vermutlich durch paläobiogeographische Barrieren bzw. deren Durchlässigkeit gesteuert werden. Bei der Entscheidung, ob nun *R. deverianum* oder *S. neptuni* besser als Grenzmarker zur Definition der Ober-Turon-Basis geeignet ist, soll in dieser Arbeit daher lediglich auf den, die Situation scharfsinnig zusammenfassenden Satz von SANTAMARIA-ZABALA (1992: S. 204) "...es por el momento una cuestión de opinión situar o no la base del Turoniense superior en la base de la zona de *Romaniceras deverianum* o la de *Subprionocyclus neptuni*." verwiesen werden.

**6.3.1 *Subprionocyclus neptuni/Romaniceras deverianum*-Assemblage Zone:** Die Basis der Zone wird durch die Mittel/Ober-Turon-Grenze wie oben definiert markiert (*R. deverianum*-Event). In den Profilen des Bereiches Liencres/Arnia entspricht dies den Schichtnummern 119 (Ensenada de Madero), 113 (Playa Portio), 113 (Arnia West), in Tagle West (Playa de Tagle) der Schicht 5 und in Trasvia der Schicht 92 (vgl. Profilabbildungen). Die Ammonitenassoziation dieser Zone besteht aus *Subprionocyclus neptuni*, *Subprionocyclus hitchinensis*, *Romaniceras deverianum*, *Coilopoceras requienianum*, *Neocrioceras multinodosum*, *Tongoboryceras rhodanicum*, *Pachydesmoceras linderi*, *Puzosia curvatisulcata*, *Tetragonites epigonum*, *Phylloceras (Hypophylloceras) sp.* und *Scaphites sp.* Mit dem *R. deverianum*-Event (Mittel/Ober-Turon-Grenzevent) kommt es zu einem Häufigkeitsmaximum schlecht erhaltener Ammonshörner (vgl. Kap. 7.5). Ebendort liegt das FAD von *Micraster corbovis* (Tagle), der ein erstes Maximum im Bereich der Schicht 36 in Tagle (Abb. 25) zeigt. An der Basis der Schicht 123 in Ensenada de Madero (vgl. Abb. 9) tritt erstmals *Sternotaxis plana* auf. Inoceramen wurden im basalen Teil der Zone bisher nicht gefunden. Dem HST der DS Tu 4, der gleichermaßen den oberen Teil der *neptuni/deverianum*-AZ umfaßt, entstammen einige Einzelfunde, die als *Inoceramus ex. gr. costellatus*, *I. dresdensis* und *I. websteri* bestimmt

**TAFEL 6:** 1, 2) MB. C 2098: *Tongoboryceras rhodanicum* (ROMAN & MAZARAN) (x 0,7) Schicht 5 in Tagle (*deverianum*-Event, *neptuni/deverianum* AZ, Ober-Turon); 3) MB. C 2099: *Coilopoceras requienianum* (D'ORBIGNY) (x 0,8), Schicht 31 in Tagle (*neptuni/deverianum* AZ, Ober-Turon); 4, 5) MB. C 2100: *Collignoniceras woollgari* (MANTELL) (x 1), *deverianum*-Event in E. d. Madero (*neptuni/deverianum*-AZ, Ober-Turon).



1



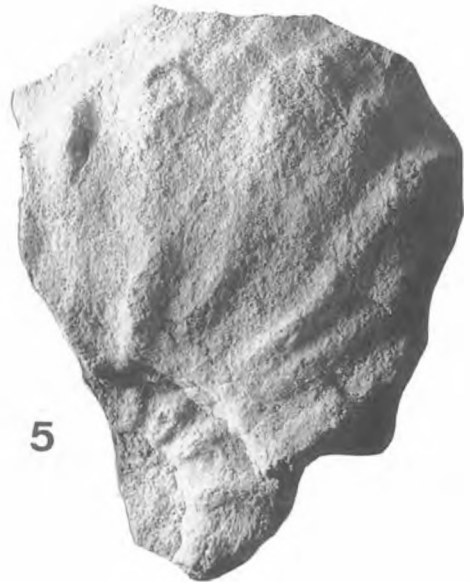
2



3



4



5

wurden. Die Mächtigkeit der Zone beträgt zwischen 16 m (Arnia) und 26 m (E. d. Madero). Ihre Basis, d. h. das *deverianum*-Event, markiert etwa das LAD von *H. helvetica* und damit gleichermaßen die Basis der AZ von *M. ex gr. sigalil/schneegansil/pseudolinneiana/coronata*.

**Diskussion:** Aus dem Sequenz- und Eventvergleich zwischen dem Arbeitsgebiet und England sowie Westfalen (Abb. 49) ist ersichtlich, daß sowohl das *costellatus/plana*-Event NW-Deutschlands, das Pewsey-Event Englands wie auch das *R. deverianum*-Event des Arbeitsgebietes (s. u.) eine identische Position innerhalb der DS Tu 3 einnehmen (LST, unterster TST). Sie werden daher innerhalb einer, durch die sedimentologische Entwicklung gesteuerten, möglicherweise geringfügigen Diachronie als Ereignisse interpretiert, die einen vergleichbaren, stratigraphisch extrem geringen Zeitraum repräsentieren und daher miteinander korreliert werden können (Abb. 49). Da im Bereich sowohl des *costellatus/plana*- als auch des Pewsey-Events das FAD von *S. neptuni* liegt (KAPLAN 1986, GALE 1996), wird in Nordkantabrien im Analogschluß zu diesen Events die Grenze Mittel/Ober-Turon mit dem *R. deverianum*-Event gezogen. Damit entspricht hier die Basis der *neptuni/deverianum*-AZ der Basis der borealen *Subprionocyclus neptuni*-Zone (KAPLAN 1986, WIESE & KÜCHLER 1995, WIESE 1996b). *S. neptuni* tritt erstmals ca. drei Meter oberhalb der SB Tu 3 bzw. des *deverianum*-Events zusammen mit *R. deverianum* am Top einer Folge transgressiver Allochthonite auf (Ensenada de Madero). Der Zeitraum zwischen dem Grenzevent und dem FAD von *S. neptuni* wird als verhältnismäßig gering empfunden und stellt möglicherweise lediglich eine Sammlungslücke dar. Als Konsequenz ergibt sich bei dieser Interpretation für das FAD von *R. deverianum* ein mittelturonisches Alter (s. o.). Die Zonenobergrenze wird mit der SB Tu 4 gezogen.

Die *neptuni/deverianum*-AZ im Raum Santander umfaßt vermutlich die untere Hälfte der borealen *neptuni*-Zone. Im sequenzstratigraphischen Gerüst mag die Zone, wie hier interpretiert, den Bereich vom *costellatus/plana*-Event bis zur Sequenzgrenze unterhalb des *Hyphantoceras*-Events im norddeutschen Sinne abdecken (ERNST & WOOD 1995, ERNST et al. 1996) bzw. unter Vorbehalt dem Bereich zwischen dem Pewsey und Fognam Farm bzw. Leigh Hill Hartgrund in England entsprechen. *R. deverianum* kommt in England nur in diesem Intervall vor (GALE 1996). Von Interesse ist, daß im Arbeitsgebiet der größte Teil der Reichweite von *R. deverianum* innerhalb der

*neptuni*-Zone liegt, wie von GALE (1986) bereits angedeutet. Darüber hinaus signalisiert auch die spärliche Inoceramenfauna des HST (*I. ex. gr. costellatus*, *I. websteri*, *My. dresdensis*) der DS Tu 3 klar oberturonisches Alter. Die Präsenz von *I. dresdensis* ermöglicht eine Einstufung des HST in die Inoceramenzone 19, die bereits die höhere *neptuni*-Zone markiert. In NW-Deutschland entspricht dieses Intervall dem Bereich unterhalb des *Hyphantoceras*-Events im höheren Ober-Turon (ERNST et al. 1983, WOOD et al. 1984, TRÖGER 1989). Diese Interpretation steht im Einklang mit den aus der sequenzstratigraphischen Gliederung gewonnenen Daten.

Innerhalb der oben gemachten, stratigraphischen Interpretation deutet sich an, daß die *Micraster* des Formenkreises *corbovis/leskei* mit dem Beginn des Ober-Turon ins Arbeitsgebiet vordringen. Dies bedeutet ein leicht verzögertes FAD dieser Gruppe im Vergleich zum Anglo-Pariser Becken, wenn auch diese Verzögerung auf Sammlungslücken zurückzuführen sein könnte. Generell birgt die Entwicklung der *Micraster*-Reihe im basalen Ober-Turon gute Vergleichsmöglichkeiten mit den beobachteten Entwicklungen in Frankreich und Südeuropa.

Da keine event- und sequenzstratigraphische Gliederung des Turon aus dem Uchaux Massiv Frankreichs vorliegt, kann nicht entschieden werden, ob die Basis der *R. deverianum*-Zone dort noch im Mittel-Turon oder bereits im Ober-Turon liegt. Sicher scheint jedoch, daß deren unterer Teil ein Zeitäquivalent der hier erkannten *neptuni/deverianum*-AZ darstellen muß, wenn auch die exakte Parallelisierung nicht möglich ist.

In dem, einen subsidenten Bereich des Estella Beckens repräsentierenden Ollogoyen-Profil, tritt *S. neptuni* zusammen mit *R. deverianum* und *H. reussianum* eventartig am Top eines Bankkomplexes auf, der einen kurzfristigen Faziesumschwung von einer monotonen Kalk/Mergel-Wechselfolge zu einer sukzessiver Entwicklung von plattig absondernden, massiven Kalkareniten sowie Knollenkalken repräsentiert (KÜCHLER & ERNST 1989, KÜCHLER 1996). Das FAD von *S. neptuni* (und damit die Basis des Ober-Turon) jedoch liegt tiefer im Bereich der monotonen Kalk/Mergel-Wechselfolgen (*S. geinitzii* Bed *sensu* KÜCHLER 1996). Noch deutlich darunter liegt das FAD von *R. deverianum*, weshalb im Gegensatz zu KÜCHLER & ERNST (1989) von KÜCHLER (1996) eine, das oberste Mittel-Turon repräsentierende *R. deverianum*-Zone aufgestellt wurde (s. o.). Diese Abfolge einer mittelturonischen

*deverianum*-, gefolgt von der oberturonen *neptuni*-Zone kann prinzipiell im Arbeitsgebiet nachvollzogen werden.

Der Faziesumschwung und das eventartige Auftreten einer *Subprionocyclus*-Fauna am Top der Kalkbank, die wiederum von Kalk/Mergel-Wechselfolgen überlagert wird, gemahnt an die Fossilanreicherungen, die im Arbeitsgebiet stets unterhalb bzw. auf einer TS auftreten. In diesem Sinne mag das erste *Subprionocyclus*-Maximum (*Subprionocyclus* I-Event) mit dem Top des *deverianum*-Events korrelieren. Da im Santander-Raum die Grenze zum Ober-Turon und damit zur *neptuni/deverianum*-AZ mit dem *deverianum*-Event gezogen wurde, liegt in Ollogoyen die Grenze des Ober-Turon vermutlich weiter im Liegenden. Diese Interpretation impliziert gleichzeitig, daß unterhalb des Faziesumschwunges in Ollogoyen eine Sequenzgrenze erkannt werden sollte, was ob der bei KÜCHLER & ERNST (1989) gegebenen, lithologischen Detailinformation nicht möglich ist.

In den kondensierten Vergleichsprofilen der Barranca (Izurdiaga, Arardi) erkennen KÜCHLER & ERNST (1989) und KÜCHLER (1996) ein Ammonitenevent im Bereich eines markanten Faziesumschwunges (*R. deverianum*/*T. rhodanicum* Bed), das als "LUTE" (Lower Upper Turonian-Event) bezeichnet wurde. Dieses Event wird als kondensiertes Zeitäquivalent des *geinitzii* Bed und des *Subprionocyclus* I-Events an der Basis des Ober-Turon verstanden; eine Interpretation, die durch die Funde der oberturonen *Mytiloides striatoconcentricus* (GÜMBEL) und *Inoceramus costellatus* gestützt wird. Innerhalb des litho- und biostratigraphischen Rahmens erscheint eine Parallelisierung des *deverianum*/*rhodanicum*-Events mit dem *deverianum*-Event des Arbeitsgebietes gerechtfertigt. Auch die Fauna des Santander-Raumes im fraglichen Intervall [*R. deverianum*, *T. rhodanicum*, *P. curvatisulcata*, *N. multinodosum*, *T. epigonum*, *P. linderi*, *Phylloceras* (*Hypophyll.*) sp.] zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit der Izurdiagas (*R. deverianum*, *N. multinodosum*, *T. rhodanicum*, *P. curvatisulcata*, *B. undulatus*).

Von Bedeutung für die Korrelation zwischen Santander und der Barranca scheint die Tatsache, daß unterhalb des Mittel/Ober-Turon-Grenzevents eine *deverianum*-Zone erkannt werden kann, die den oberen Teil des Mittel-Turon umfaßt. Wie im Bereich Santander, beginnt das Ober-Turon in der Barranca mit einem Bio-Event, das im subsidenten Ollogoyen-Profil vermutlich durch zwei getrennte Fossilagen repräsentiert wird. Die *neptuni*-Zone der Barranca und des Estella Beckens entspricht in

ihrem unteren Teil sicherlich grob der *neptuni/deverianum*-AZ des Arbeitsgebietes. In ihrem höheren Teil fehlen biostratigraphische Bezugspunkte, die einen weiterführenden Vergleich verhindern. Die Obergrenze ersterer Zone wird mit dem FAD von *Cremnoceramus waltersdorfensis* gezogen, der laut KÜCHLER & ERNST (1989) als signifikant für den Beginn der *normalis*-Zone *sensu* KAPLAN (1986) gilt. Dies ist inkorrekt, da das FAD von *S. normalis* in Westfalen mit dem FAD von *My. scupini* einhergeht und *Cr. waltersdorfensis* im gesamten norddeutschen Raum zwar bereits im höheren Ober-Turon einsetzt, dort aber nicht zur Zonierung verwendet wird. Darüber hinaus bestehen keine Daten darüber, wo das tatsächliche FAD von *Cr. waltersdorfensis* liegt. TRÖGER (1989) gibt es zwar als in der Inoceramenzone 19 liegend an, jedoch ohne Referenzprofil, so daß die genaue stratigraphische Position nicht bekannt ist.

Ein guter biostratigraphischer Marker ist das FAD von *Prionocyclus germari*, ca. 30m oberhalb der Basis der *normalis*-Zone. Dieses Datum markiert im Santander-Raum den Umschwung zur *scupini/germari*-AZ (WIESE 1996b) und kann für den regionalen Vergleich als Bezugspunkt benutzt werden. In diesem Kontext scheint es möglich, daß die *neptuni*-Zone von KÜCHLER & ERNST (1989) die *neptuni/deverianum*-AZ sowie Teile der *incertus/neptuni*-AZ umfaßt.

Die Basis der als Mittel-Turon interpretierten *deverianum*-Zone von SANTAMARIA-ZABALA (1992) fällt in die *neptuni*-Zone von KÜCHLER & ERNST (1989) und ist somit klar oberturonen Alters. Die Hangendgrenze wird durch ein zweites Häufigkeitsmaximum der Ammonitengattung *Subprionocyclus* markiert, der *S. neptuni/hitchinensis*-Assoziation. Diese liegt nun kurz unterhalb des FAD von *P. germari*. Somit umfaßt diese *deverianum*-Zone die *neptuni/deverianum*- und fast die gesamte *incertus/neptuni*-AZ des Arbeitsgebietes.

**6.3.2 *Mytiloides incertus*/*Subprionocyclus neptuni*-Assemblage Zone:** Die *incertus/neptuni*-AZ wird theoretisch mit dem FAD von *Mytiloides incertus* gezogen. Dies liegt im höheren Teil des LSF der DS Tu 4, ca. 9 m oberhalb der SB Tu 4 (Schicht 76 in Tagle, vgl. Abb. 25). Die Überlieferung der Inoceramenfauna ist an fröhdiagenetisch zementierte Knollenkalke (beginnende Hartgründe) gebunden und somit durch Zementationsereignisse gesteuert. Die ersten Funde belegen daher sicherlich nicht das tatsächliche FAD der Index-Art. Daher wird die Zonengrenze (biostrati-

graphisch sicherlich etwas unkorrekt) provisorisch an die Sequenzgrenze gelegt, um für das Arbeitsgebiet eine leicht erkennbare Grenze zu definieren.

Die Obergrenze der Zone wird mit dem FAD von *Mytiloides scupini* und damit dem Beginn der *scupini/germari*-AZ definiert. Die biostratigraphisch signifikante Fauna besteht aus *Subprionocyclus neptuni* (ein Fragment), *Mytiloides incertus* und *Micraster leskei* (klein). Daneben treten *Spondylus spinosus*, *Hemiaster (B.) gauthieri*, *Micraster michelini*, *Eutrophoceras* und desmoceratide Ammoniten auf. Im oberen Bereich der Zone kommt es zu einem Massenaufreten von *Mytiloides incertus* und kleinen *Micraster leskei* [*incertus/leskei* (klein)-Event].

**Diskussion:** Diese Zone umfaßt den oberen Teil der borealen *neptuni*-Zone. Im Vergleich zu Deutschland kann die Basis biostratigraphisch nicht exakt gefaßt werden. Sequenzstratigraphische Vergleiche (Kap. 8.4) legen jedoch nahe, daß die Untergrenze irgendwo knapp im Liegenden des norddeutschen *Hyphantoceras*-Events zu suchen sei bzw. vermutlich mit dem südeingliischen Fognam Farm bzw. Leigh Hill Hartgrund korreliert, in dessen Bereich eine Sequenzgrenze fällt (GALE 1996, vgl. Diskussion in Kap. 8.2). Die Zonenobergrenze kann mit dem FAD von *Mytiloides scupini* und *Prionocyclus germari* gezogen werden, wobei erstere Form eine sichere Korrelation ins Boreal ermöglicht.

Die Präsenz von *My. incertus* ist bereits signifikant für das höhere Ober-Turon (KELLER 1982, LOPEZ 1992, WALASZCZYK 1992).

Die signifikante Faunenassoziation des *My. incertus/M. leskei* (klein)-Events im obersten Teil der Zone findet eine Entsprechung in England, Frankreich und Deutschland (*incertus*-Event, WOOD et al. 1984) und ermöglicht eine sichere Korrelation aus dem Arbeitsgebiet nach Norden (vgl. Kap. 7.6). Die Inoceramenassoziation erlaubt eine Einstufung in die Inoceramenzone 19 (höheres Ober-Turon).

Die hier ausgegrenzte *incertus/neptuni*-AZ liegt mit ihrer Basis vermutlich im unteren Teil der *normalis*-Zone *sensu* KÜCHLER & ERNST (1989), und die Hangendgrenze fällt mit dem FAD von *P. germari* im höheren Bereich der *normalis*-Zone in Ollogoyen zusammen. Dort tritt nur kurz unter dem FAD von *P. germari* ein zweites *Subprionocyclus*-Maximum mit *S. neptuni*, *S. hitchinensis*, *S. ex gr. hitchinensis*, *R. deverianum*, *S. geinitzii* und *H. reussianum* auf. Obwohl Negativ-Merkmale wie z. B. die Abwesenheit einer bestimmten Fauna

als Interpretationsansatz nicht unbedingt überzeugend sein müssen, kann doch das Fehlen von *S. normalis* in der artenreichen Ammonitenassoziation des zweiten *Subprionocyclus*-Maximums als Hinweis darauf verstanden werden, daß diese Lage schon der höheren, wenn nicht höchsten *neptuni*-Zone angehört. Innerhalb eines lithostratigraphischen Vergleiches zwischen Norddeutschland, dem Santander-Gebiet und dem Estella Becken kann diskutiert werden, ob diese Fossilage dem Bereich entweder um das *Hyphantoceras*- oder *incertus*-Event entspricht. Letzteres wäre aufgrund der Nähe zum FAD von *P. germari* sicherlich denkbar, das in inoceramenstratigraphisch datierten Profilen klar in der *My. scupini*-Zone bzw. an deren Basis liegt (KAPLAN & KENNEDY 1994, WIESE 1996b).

SANTAMARIA-ZABALA (1992) definiert mit dem zweiten *Subprionocyclus*-Maximum die Basis seiner *S. neptuni/hitchinensis*-AZ und gleichermaßen die Basis seines Ober-Turon. Diese Grenzlegung steht im eklatanten Widerspruch zu der von KÜCHLER & ERNST (1989), deren Ober-Turon-Basis gut 34 m weiter im Liegenden zu suchen ist und mit dem FAD von *S. neptuni* gezogen wird. Damit fällt die Basis der *S. neptuni/hitchinensis*-AZ SANTAMARIA-ZABALAS bereits in die höchste *neptuni*-Zone (s. o.).

**6.3.3 *Mytiloides scupini/Prionocyclus germari*-Assemblage Zone:** Die Basis dieser Zone wird mit dem FAD von *Mytiloides scupini* definiert. Kurz darüber (ca. 150 cm) wurde ein Exemplar von *Prionocyclus cf. germari* (Profil Arnia) gesammelt. Die Fauna besteht aus *Mytiloides scupini*, *Mytiloides incertus*, *Prionocyclus germari*, *Coilopoceras requienianum*, *Puzosia* sp., *Eubostrioceras* sp. sowie *Micraster ex gr. praecursor/cortestudinarium*, *Micraster leskei* (groß) und *Sternotaxis plana*. Im unteren Bereich der Zone befindet sich in den Profilen Playa Portio, Playa Arnia und Playa de Tagle (vgl. Profile) das *M. leskei* (groß)-Event. Einige Meter darüber kommt es zu einem Massenaufreten von *S. plana* (*Sternotaxis plana*-Event, vgl. Kap. 7.8).

Obwohl schon im Bereich des *S. plana*-Events die stratigraphisch signifikante Fauna aussetzt, wurde die Reichweite dieser Zone in Analogie zur Situation in Niedersachsen (ERNST et al. 1983) und Westfalen (KAPLAN 1986) bis zum FAD von *Cremnoceramus rotundatus* und somit bis zur Turon/Coniac-Grenze ausgehalten (bei Abwesenheit der Index-Form wurde das *Didymotis* II-Event als Grenzmarker verwendet).

**Diskussion:** KAPLAN (1986) stellte in Westfalen eine Zone des *Subprionocyclus normalis* für das obere Ober-Turon auf, dessen Basis mit der der *Mytiloides scupini*-Zone (entspricht *Inoceramus* aff. *frechi*) korreliert. Diese Gliederung wurde von GALE (1986) für Süd-England übernommen.

Der Faunenumschwung zur *scupini*-Zone ist im Arbeitsgebiet wie in den meisten norddeutschen Profilen gut erkennbar und erlaubt somit eine Eichung der ammonitenarmen niedersächsischen Profile mit der für England und Westfalen gültigen Ammonitenzonierung (ERNST et al. 1983, WOOD et al. 1984, KAPLAN 1986, KAPLAN & KENNEDY 1994, ERNST & WOOD 1995, GALE 1996, WIESE 1996b). KAPLAN & KENNEDY (1994) zogen die *S. normalis*-Zone zugunsten einer *Prionocyclus germari*-Zone ein, deren Basis bereits deutlich in der *scupini*-Zone liegt.

Im Arbeitsgebiet (Liencrez/Arnia-Bereich) kann gezeigt werden, daß das FAD von *Prionocyclus germari* ca. 150 cm oberhalb des FAD von *Mytiloides scupini* im TST der DS Tu 4 liegt. Es ist somit also denkbar, daß die Basis der Zonen von *My. scupini*, *S. normalis* und *P. germari* etwa korrelieren. Die Basis der hier ausgegrenzten *scupini/germari*-AZ entspricht somit möglicherweise der der *normalis*-Zone Westfalens. Die boreale *germari*-Zone setzt deutlich höher ein, jedoch mag dieses auch auf Dokumentationslücken zurückzuführen sein.

Die Inoceramenassoziation der AZ besteht aus *My. scupini*, *My. incertus* und im Bereich des *Didymotis* I-Events möglicherweise aus kleinwüchsigen *Cremnoceramus waltersdorfensis*. Obzwar LOPEZ (1992) in Navarra ebenfalls eine *Inoceramus frechi*-Zone ausgrenzt, definiert sie bei ihm das basale Ober-Turon. Diese Interpretation deckt sich nicht mit der stratigraphischen Verbreitung der Form wie im Arbeitsgebiet und Norddeutschland erkannt (s. o.).

Der Faunenumschwung von der *neptuni*- zur *germari*-Zone ist ebenfalls im Böhmisches Kreidebecken (CECH 1989) erkennbar und vollzieht sich in einem *My. labiatoidiformis*-Intervall. Da aus diesem Intervall neben *I. costellatus*, *My. striatoconcentricus*, *My. incertus* auch *My. scupini* beschrieben wird, fällt dort, wie in anderen Gebieten auch (s. o.), das FAD von *P. germari* in die *scupini*-Zone.

Im Uchaux Massiv, Frankreich (DEVALQUE et al. 1982) wird die Präsenz der *normalis*-Zone durch das Auftreten der Index-Art angezeigt.

Im Ollogoyen-Profil des Estella Beckens, tritt *P. germari* oberhalb eines *Subprionocyclus*-Maximums auf und zeigt den Umschwung zur *germari*-Zone an, der nach KÜCHLER & ERNST (1989) bereits in der höheren *normalis*-Zone liegt. Diese Interpretation kann nicht nachvollzogen werden (s. o.). Für die N-S-Korrelation in die Tethys mag das Auftreten von *R. deverianum* zusammen mit *Prionocyclus* sp. im Ollogoyen Profil des Estella Beckens von Bedeutung sein (KÜCHLER & ERNST 1989, KÜCHLER 1996), da ROBASYNSKI et al. (1990: S. 61, Abb. 11) in Tunesien ebenfalls einen Overlap von *R. deverianum* mit *Prionocyclus* sp. im höchsten Ober-Turon angeben. Diese Assoziation markiert vermutlich den Bereich des Faunenumschwunges an der Wende zur *scupini/germari*-AZ wie hier definiert.

*Prionocyclus germari* nimmt möglicherweise eine Schlüsselrolle bei einem Vergleich zwischen Arbeitsgebiet und Tunesien ein. Ob die Funde in Tunesien jedoch die tatsächliche stratigraphische Verteilung der Index-Arten in diesem Gebiet widerspiegeln, bleibt unsicher, da gerade im Turon Faunenprovinzen deutlich akzentuiert sind und kurzfristige Migrationsereignisse nicht auszuschließen sind. Auf diese Problematik wurde von ROBASYNSKI et al. (1990) bereits hingewiesen.

Es ist von überregionalem Interesse, daß das FAD von *My. scupini* erst in der *S. neptuni/hitchinensis*-AZ liegt (LOPEZ 1992, LOPEZ & SANTAMARIA-ZABALA 1992, SANTAMARIA-ZABALA 1992; die genaue Position des FAD von *My. scupini* wird in keiner der zitierten Arbeiten offenbart), da es den Umschwung zur *My. scupini*-Zone bzw. zur *scupini/germari*-AZ, wie hier definiert, anzeigt. Dies bedeutet, daß bei besseren und horizontierten Aufsammlungen sicherlich gutes Potential besteht, über das FAD von *P. germari* und *My. scupini* den Umschwung von der *neptuni*- zur *germari*- bzw. *normalis*-Zone zu eichen.

Die Inoceramenassoziation der in Spanien auftretenden *scupini*-Zone wird von LOPEZ (1992) als signifikant für die Inoceramenzonen 17-20 interpretiert. Dies steht in deutlichem Widerspruch zu den Ergebnissen aus Norddeutschland (ERNST et al. 1983, KAPLAN 1986, TRÖGER 1989), da die *My. scupini*-Zone lediglich den höheren Teil der Inoceramenzone 19 umfaßt. Besonders die Zuordnung zur Inoceramenzone 17 (obere *woollgari*-Zone des Mittel-Turon) zeigt eine Diskrepanz zur ammonitenstratigraphischen Zonierung von ca. 1 my (nach GRADSTEIN et al. 1996).

Eine überregionale Feinkalibrierung der Zone ins Anglo-Pariser Becken oder nach Norddeutschland (Westfalen, Niedersachsen, Sachsen-Anhalt) kann mit einigen Bioevents [*Micraster leskei* (groß)-Event, *Sternotaxis plana*-Event, *Didymotis*-Events] durchgeführt werden (vgl. Kap. 7.6, 7.7, 7.8, 7.9).

#### 6.4 Unter-Coniac

Die Turon/Coniac-Grenze wird gemäß der auf dem Symposium "Cretaceous Stage Boundaries" vom 8.-14. 09. 1995 in Brüssel getroffenen Entscheidungen mit dem Erstauftreten von *Cremnoceramus rotundatus* (*sensu* TRÖGER *non* FIEGE) gezogen (KAUFFMAN et al. 1996). In Norddeutschland (ERNST et al. 1983) wie auch im kantabrischen Standardprofil von Liencres fällt dies etwa mit dem zweiten Häufigkeitsmaximum von *Didymotis costatus* (*Didymotis*-Event II) zusammen (KÜCHLER & ERNST 1989, WIESE 1996b, WILMSEN et al. 1996). Daher wird bei Abwesenheit von *Cremnoceramus rotundatus* das *Didymotis* II-Event als Grenzmarker herangezogen (z. B. Trasvia, vgl. Abb. 32). Verwechslungsmöglichkeiten mit dem *Didymotis* I-Event sind aufgrund der signifikanten Form von *D. costatus* im *Didymotis* II-Event nicht gegeben (vgl. Kap. 7.9).

**6.4.1 *Cremnoceramus rotundatus*-Zone:** Die Basis der Zone kann in den Profilen im Bereich Liencres/Arnia mit dem FAD von *Cremnoceramus rotundatus* gezogen werden, das im Arbeitsgebiet etwa mit dem *Didymotis*-Event II einhergeht (KÜCHLER & ERNST 1989, WILMSEN et al. 1996). Die Zone erreicht eine maximale Mächtigkeit von ca. 35 m.

In Tagle konnte im stark gestörten Grenzbereich keine Fauna im Anstehenden gesammelt werden. Jedoch belegen lose Funde von *Didymotis* das *Didymotis*-Event II.

In Trasvia kann die Zonenbasis durch ein Massenaufreten von *Didymotis costatus* erkannt werden (Abb. 32). Dort erreicht die *rotundatus*-Zone unter Vorbehalt vermutlich lediglich 8-10m. Darüber hinaus kann über das *Didymotis* II-Event die Präsenz der *rotundatus*-Zone auch für den Bereich Bielba belegt werden. Die Hangendgrenze markiert das FAD von *Cremnoceramus deformis*. Inoceramen sind in dieser Zone eher selten, und lediglich vereinzelte Funde von *Cr. rotundatus*,

*Cr. waltersdorfensis* und *Cr. ernsti* (*fide* ERNST & KÜCHLER 1989) sind zu verzeichnen.

Ammoniten wurden im Anstehenden nicht gefunden, jedoch wurde ein Exemplar von *Forresteria petrocoriense* (COQUAND) (Taf. 7, Abb. 1, 2; Sammlung M. DIAZ, Santander) bei Bauarbeiten im Stadtgebiet Santander lose aus dem oberen Teil der Zone gesammelt. Aus dem Bereich des *Didymotis* II-Events in Bielba wurde von G. SCHWAMBORN, Berlin, ein Bruchstück eines *Eubostriochoceras saxonicum* gefunden.

#### Diskussion:

Im Vergleich mit NW-Deutschland korreliert die Zone, wie hier erkannt, mit den Zonen von *Cr. rotundatus* und *Cr. erectus sensu* ERNST et al. (1983) und ERNST & WOOD (1995). Da sowohl die *erectus*-Zone in NW-Deutschland als auch die höhere *rotundatus*-Zone des Arbeitsgebietes mit einem Massenaufreten von *Micraster cortestudinarium* einhergeht, mag die offensichtlich in Deutschland, England und Spanien zumindest im Unter-Coniac teilweise parallel laufende Entwicklung der *Micraster*-Stammreihe geeignet sein, die obige Interpretation zu stützen. Im Sinne der TRÖGER'schen Inoceramenzonierung entspräche die *rotundatus*-Zone des Arbeitsgebietes etwa der Zone 20 (unterstes Unter-Coniac).

KAPLAN & KENNEDY (1994) zeigten, daß in Westfalen das FAD des Index-Ammoniten *Forresteria petrocoriense* an der Basis der *Cremnoceramus erectus*-Zone von ERNST et al. (1983) liegt und damit deutlich in der höheren *rotundatus*-Zone, wie hier verstanden. Dies steht in Einklang mit dem Fund von *F. petrocoriense* aus dem oberen Teil der *rotundatus*-Zone wie hier definiert.

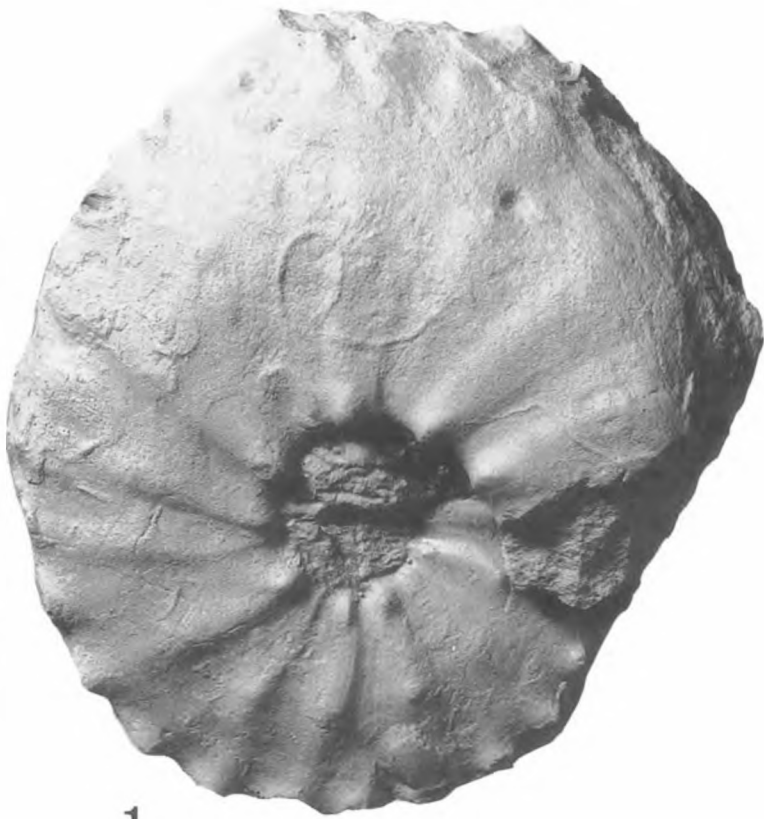
**6.4.2 *Cremnoceramus deformis*-Zone:** Mit dem FAD von *Cremnoceramus deformis* wird die Basis der Zone definiert. Assoziiert mit *Cr. deformis* treten *Peroniceras subtricarinarum*, *Gaudryceras mite*, *Tetragonites epigonum*, *Puzosia cf. mülleri* und *Hauericeras cf. lagarum* auf.

Diskussion: Die von ERNST et al. (1983) vorgestellte Inoceramenabfolge von *rotundatus-erectus-deformis* ist als im Gelände durchführbare Zonierung ob der Ähnlichkeit der Formen nicht praktikabel. Jedoch lassen sich die im höheren Coniac auftretenden, großwüchsigen *Cr. deformis*

---

**TAFEL 7: 1, 2):** *Forresteria petrocoriense* (COQUAND) (x 1), lose aus einem Bereich zwischen dem *Didymotis* II-Event und den *Micraster*-Kalken (Unter-Coniac im Stadtgebiet Santander, das Original befindet sich in der M. DIAZ-Sammlung, Santander); **3)** MB. C. 2101: *Peroniceras subtricarinarum* (D'ORBIGNY) (x 0,5), Top DS Tu/Co, Playa de Portio (*deformis*-Zone, Unter-Coniac); **4)** MB. C 2102: *Prionocyclus germari* (REUSS) (x 1), LST DS Tu 4 in Arnia (vgl. Abb. 10, *scupini/germari*-AZ, Ober-Turon).





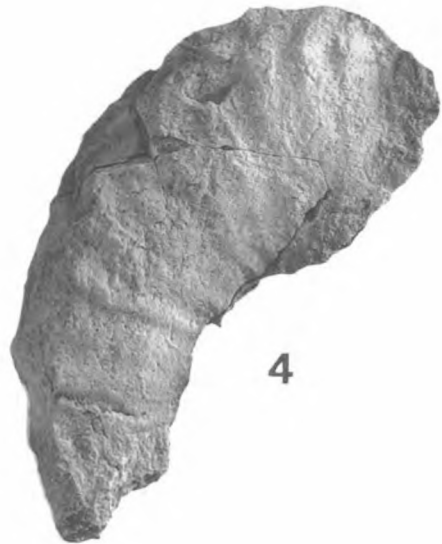
1



2



3



4

leicht erkennen und sind darüber hinaus überregional verbreitet. Die Basis der Zone wird mit dem FAD der Index-Spezies definiert, das nicht exakt erfaßt werden konnte. Demgemäß ist die laterale Kontrolle der Zonenbasis innerhalb des Arbeitsgebietes bescheiden. Der höhere Teil der Zone kann jedoch ob der signifikanten Morphotypen von *Cremonoceras deformis* sicher zwischen Arnia, Trasvia, Tagle, dem Liencres/Arnia-Bereich sowie dem Stadtgebiet Santander (das hier nicht bearbeitet wurde) korreliert werden.

Die im Arbeitsgebiet ausgegrenzte Zone korreliert im Idealfall mit der von ERNST et al. (1983) und ERNST & WOOD (1995). Besonders die Größenentwicklung der Leitform ermöglicht den direkten Vergleich des Arbeitsgebietes mit Niedersachsen und England (G. ERNST & C.J. WOOD, pers. Mitt.).

Die *deformis*-Zone, wie hier definiert, korreliert in ihrem größten Teil vermutlich mit der Inoceramenzone 21 (*Cr. schloenbachii*/*Cr. ernsti*-Assoziation, vgl. KAPLAN & KENNEDY 1994). LOPEZ (1992) und LOPEZ & SANTAMARIA-ZABALA (1992) halten für das gesamte Unter-Coniac eine Zone des *Cr. erectus* aus, eine Gliederung, die im Arbeitsgebiet nicht nachvollzogen werden kann.

Der Fund von *P. subtricarinarum* zusammen mit großwüchsigen *Cr. deformis* an der Basis des LSF der Sequenz DS Co I markiert bereits den oberen Teil der *deformis*-Zone und damit gleichermaßen den oberen Teil der *Peroniceras tridorsatum*-Zone (SCHLÜTER), deren Basis in Westfalen mit der Basis der *deformis*-Zone korreliert (KAPLAN & KENNEDY 1994).

## 7. Eventstratigraphie

Um eine biostratigraphische Auflösung innerhalb von Biozonen zu erreichen, entwickelten ERNST et al. (1983) ein Gliederungsschema, daß auf dem Erkennen von kurzfristigen, geologischen Ereignissen (Events) und deren lateraler Korrelation beruht. Diese als Eventstratigraphie bezeichnete Methode ermöglicht eine feinstratigraphische Untergliederung von Biozonen einerseits, andererseits wird durch die Verwendung genetisch unterschiedlicher Eventarten (z. B. Bio-, Öko-, Akme-, Tephro-Event) eine Kalibrierung des eventstratigraphischen Gerüsts gewährleistet. Dies ermöglicht darüber hinaus die Evaluierung möglicher Diachronien definierter Ereignishorizonte. Besonders die Verwendung isochroner Tufflagen (HORNA 1995, WRAY 1995, WRAY & WOOD 1995, WRAY et al. 1995) sichert das Gerüst

stratigraphisch ab (zur genauen Definition und Methodik vgl. ERNST et al. 1983). Das eventstratigraphische Gerüst ermöglicht eine detaillierte Korrelation mittelkretazischer Sedimente zwischen Westfalen und Niedersachsen. Einige Intervalle können nach Sachsen bzw. England korreliert werden (WOOD et al. 1984, TRÖGER & VOIGT 1995). Da Eventstratigraphie innerhalb der borealen Faunenprovinz offensichtlich erfolgreich angewendet werden kann, soll kontrolliert werden, ob diese Methode auch im Arbeitsgebiet greift. Daher werden im folgenden Text die im Arbeitsgebiet erkennbaren Events kurz beschrieben und auf ihre Brauchbarkeit für die überregionale Korrelation geprüft. Die nachfolgend aufgelisteten Events oder Akmen konnten im Arbeitsgebiet erkannt und zur feinstratigraphischen Korrelation herangezogen werden:

- ◆ **Didymotis II-Event** (Turon/Coniac-Grenze, basale *Cremonoceras rotundatus*-Zone)
- ◆ **Didymotis I-Event** (oberste *Mytiloides scupini*/*Prionocyclus germari*-AZ des obersten Ober-Turon)
- ◆ **Sternotaxis plana-Event** (untere *Mytiloides scupini*/*Prionocyclus germari*-AZ des oberen Ober-Turon)
- ◆ **Micraster leskei (groß)-Event** (basale *Mytiloides scupini*/*Prionocyclus germari*-AZ des oberen Ober-Turon)
- ◆ **Mytiloides incertus/Micraster leskei (klein)-Event** (höchste *Mytiloides incertus*/*Subprionocyclus neptuni*-AZ des Ober-Turon)
- ◆ **Romaniceras deverianum-Event** (unterste *neptuni*/*deverianum*-AZ des untersten Ober-Turon)
- ◆ **Romaniceras ornatissimum-Event** (mittlere *Romaniceras ornatissimum*-Zone des Mittel-Turon)
- ◆ **Romaniceras kallesi-Event** (*Romaniceras kallesi*-Zone des Mittel-Turon)
- ◆ **Kamerunoceras turoniense/Mytiloides-Event** (oberste *Kamerunoceras turoniense*-Zone des Mittel-Turon)
- ◆ **Mytiloides-Akme** (*nodosoides*-Zone des Unter-Turon oder untere *turoniense* Zone des Mittel-Turon)

### 7.1 Mytiloides-Akme (obere *nodosoides*- oder untere *turoniense*-Zone)

Im höheren TST der DS Tu I treten zwei unmittelbar aufeinanderfolgende Häufigkeitsmaxima mytiloider Inoceramen der Gruppe *Mytiloides mytiloides/labiatum* auf, die bisher in Langre,

Universität Santander und La Rabia in gleicher sequentieller Position erkannt werden konnten und somit für die regionale Korrelation von Bedeutung sind (vgl. Abb. 43). Da sie bereits in der oberen *nodosoides*- oder unteren *turoniense*-Zone liegen, können sie nicht mit den klassischen norddeutschen *Mytiloides*-Events I & II korreliert werden, da eine sichere Korrelation stratigraphisch nicht haltbar ist. In der Tat scheinen Anreicherungen von *Mytiloides* sp. im oberen Unter-Turon und unteren Mittel-Turon auch in anderen Teilen Spaniens wiederholt aufzutreten (Estella Becken & Barranca, Navarra: T. KÜCHLER, pers. Mitt.). Ihr stratigraphischer Wert steht noch zu prüfen. Die Tatsache, daß im Arbeitsgebiet das Akme

sind der mittelturone Index-Ammonit *Kamerunoceras turoniense* und die Inoceramengattung *Mytiloides* sp., da diese beiden sowohl stratigraphisch als auch faunistisch signifikant sind. Das Event selbst repräsentiert einen Schichtkomplex, der in den ausgedehnteren und mergeldominierten Profilen (Molleda) eine maximale Mächtigkeit von ca. 150 cm erreichen kann. In Schwellenbereichen ist das Eventbündel auf eine Mächtigkeit von nur ca. 15-20 cm kondensiert und liegt direkt unterhalb der SB Tu 2 (Tagle Ost). Zum Cabuerniga Hoch (Raum Bielba), keilt das Event aus und ist faunistisch nur noch als Residuallage überliefert (s. o.).

Das Event zeichnet sich durch das Massen-

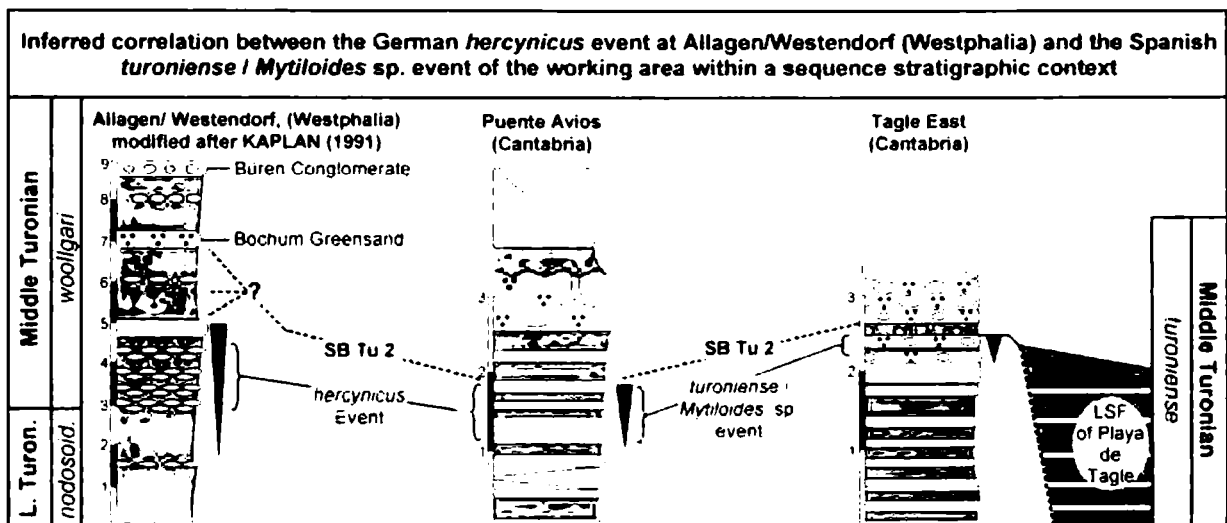


Abb. 47: Vermutete Korrelation des norddeutschen *hercynicus*-Event mit dem *turoniense*/*Mytiloides*-Event des Arbeitsgebietes.

nicht in allen, dieses stratigraphische Intervall erschließenden Profilen gefunden wurde, ist vermutlich eher ein Bearbeitungsproblem, und weitere Feldarbeit ist sicherlich nötig.

### 7.2 *Kamerunoceras turoniense*/*Mytiloides*-Event (obere *turoniense*-Zone, Mittel-Turon)

Im späten HST der DS Tu 1 kommt es im Rahmen einer "thickening up"-Sequenz zu einer sprunghaften Zunahme des Glaukonits und des Makrofossilgehalts. Diese Entwicklung kulminiert dicht unterhalb der Sequenzgrenze SB Tu 2 im *K. turoniense*/*Mytiloides*-Event, das an der Universität Santander, in Tagle Ost, Puente Avios, Ria La Rabia und Molleda erkannt werden kann. In Bielba ist dieses Event durch eine aufgearbeitete Residual-Fauna auf dem "nivel ferruginizado" repräsentiert (vgl. Kap. 3.8.1.). Namensgebend

aufzutreten einer artenreichen Invertebratenfauna aus, die besonders aus mytiloiden Inoceramen (*My. labiatus*, *My. mytiloides*, *My. subhercynicus*, *My. hercynicus*) und Ammoniten (*Kamerunoceras turoniense*, *Schindewolfites ganuzai*, *Choffaticeras pavillieri*, *Spathites reveliereanus*, *Spathites combesi*, *Parammites polymorphus*, *Mammites nodosoides*, *Neoptychites cephalotus*, *Eubostriochoceras saxonicum*, *Pachydesmoceras linderi*, *Sciponoceras* sp., *Puzosia* sp.) besteht. Daneben treten Echiniden (*Micraster michelini*, *Discooides minimus*, *Cardiaster truncatus*) auf.

In nicht allen Aufschlüssen sind die Organismengruppen gleichermaßen verteilt. In Puente Avios fehlen Ammoniten und Echiniden nahezu völlig, dafür ist der Häufigkeitspeak mytiloider Inoceramen umso deutlicher ausgeprägt. In Tagle Ost dagegen dominieren klar die Ammoniten Inoceramen hingegen treten eher sporadisch auf. Das

Event stellt einen im gesamten Arbeitsgebiet gut erkennbaren Marker dar. Eine besondere Bedeutung für die überregionale Korrelation kommt dem Event vermutlich ob seiner sequentiellen Position im HST der DS Tu 1 zu (Abb. 47).

In Spanien (Santander-Bereich; Estella Becken, Barranca) wie auch in NW-Deutschland (Westfalen, Niedersachsen) markiert ein Häufigkeitsmaximum der mytiloiden Inoceramen *My. hercynicus* und *My. subhercynicus* den oberen Teil einer prinzipiell regressiven "thickening up"-Sequenz (*hercynicus*-Event in Norddeutschland *sensu* ERNST et al. 1983, ERNST & WOOD 1995; *turonien*-*hercynicus*-Event aus Navarra, KÜCHLER 1996; *turonien*-*Mytiloides*-Event in diesem Text). Die lithologische Entwicklung macht eine sequenzstratigraphische Zuordnung in den späten HST möglich. Darüber folgen in allen zum Vergleich herangezogenen Profilen sedimentäre "Anomalien", die auf einen stark regressiven Trend und die Nähe einer Sequenzgrenze unmittelbar im Hangenden des Events hinweisen.

In den sich außerhalb des Einflusses des Rheinischen Massives befindlichen Profilen des Münsterländer Kreidebeckens (z. B. Hilter/Hankenberge, Lengerich) schalten sich karbonatische Turbidite (*subhercynicus* Kalkarenit *sensu* NEUWEILER & BOILMANN 1990, KAPLAN 1992b) und Knollenkalke ein. In den vom Materialinput aus dem Rheinischen Massiv beeinflussten Profilen, wie z. B. Allagen/Westendorf, progradiert die proximale Fazies des glaukonitischen Bochumer Grünsandes ins Becken (FRIEG et al. 1989, KAPLAN 1992a) (Abb.47). In den niedersächsischen Schwellenprofilen (z. B. Baddeckenstedt, vgl. ERNST & WOOD 1995: S. 46, Abb. 1.4; S. 54, Abb. 2.1; S. 62, Abb. 3.1.) kann zwar der "thickening up"-Trend erkannt werden, das *hercynicus*-Event fällt jedoch bereits in die mit der Sequenzgrenze einhergehende Schichtlücke.

In der Barranca und im Estella Becken entwickeln sich unmittelbar oberhalb des Events Knollenkalke, Hartgründe und glaukonitische Abfolgen - ein lithologischer Umschwung, der, im Einklang mit den oben erwähnten Aufschlüssen und der Situation im Arbeitsgebiet, ebenfalls einen deutlich regressiven Trend anzeigt (KÜCHLER 1996).

Insgesamt zeigt sich somit im Vergleich zwischen ausgewählten Profilen Norddeutschlands und Spaniens, daß sich oberhalb des *hercynicus*-Events ein regressiver Impuls durchsetzt, der zur Genese von (glaukonitischen) Knollenkalken, Allochthoniten

und dem Progradieren proximaler Sedimente ins Becken einerseits, andererseits auf Schwellen zu nicht unerheblicher Aufarbeitung des Liegenden führte. Diese doch deutlich erkennbare, spezifische Abfolge eines Bio-Events im späten HST und anschließender Sequenzgrenze kann innerhalb der bestehenden biostratigraphischen Rahmendaten ob der Inoceramenabfolgen verhältnismäßig gut datiert und somit einem begrenzten stratigraphischen Intervall zugeordnet werden.

In diesem Sinne implizieren die litho-, sequenz- und biostratigraphischen Daten eine Korrelation des norddeutschen *subhercynicus/hercynicus*-Events mit dem *turonien*-*hercynicus*-Event Navarras sowie dem *turonien*-*Mytiloides*-Event des Santander-Raumes. Auf diese Möglichkeit wurde bereits von WIESE & KÜCHLER (1995) und KÜCHLER (1996) hingewiesen.

Da laut KAPLAN (1986) das FAD von *C. woollgari* in Westfalen im *Mytiloides subhercynicus/hercynicus*-Event liegt, könnte dies für das spanische Event, so obiger Interpretation gefolgt wird, bedeuten, daß es das basale Mittel-Turon im borealen Verständnis markiert. Um eine Eichung der borealen und intermediären Gliederungen zu erreichen, ist dieses Event daher von möglicher überregionaler Bedeutung.

Inwieweit jedoch obige Interpretation haltbar ist, müssen weitere Geländekampagnen erbringen, die eine überzeugende Parallelisierung noch bestätigen müssen.

### 7.3 *Romaniceras kalesi*-Event (*kalesi*-Zone, Mittel-Turon)

Das *Romaniceras kalesi*-Event markiert den oberen Teil einer Knollenkalkfazies (oberer Teil des LST der DS Tu 2) und kann im gesamten Arbeitsgebiet in einer Mächtigkeit zwischen 200 cm und 15 cm verfolgt werden. Es zeichnet sich durch ein Massenaufreten invertebrater Fossilien (besonders Ammoniten) aus. Die Basis des Events fällt ungefähr mit der des letzten Kalkbankkomplexes des LST zusammen. Die Hangendgrenze wird mit dem Faziesumschwung gezogen, der im Kapitel "Profilbeschreibung" als FS der DS Tu 2 interpretiert wird.

Die reiche Ammonitenfauna zeigt eine deutliche proximal/distal-Verteilung: Die proximale Ammonitenassoziation setzt sich aus *Romaniceras kalesi*, *Kamerunoceras turoniense*, *Spathites reveliereanus*, *Neoptychites cephalotus*, *Pachydesmoceras linderi*, *Wrightoceras munieri*, *Donenriquoceras forbesiceratiforme*, *Fagesia superstes*,

*Eubostriochoceras saxonicum* und *Puzosia* (*M.*) *indopacifica* sowie Großammoniten zusammen.

In den distalen, eher pelagischen Profilen (Liencrec/Arnia) kommen *Romaniceras kallesi*, *Puzosia* (*M.*) *indopacifica*, *Tetragonites epigonum* und *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) sp. vor. *Neoptychites cephalotus* ist ein Einzelfund. Diese proximal/distal-Verteilung, bei der mit zunehmender Distalität die Menge schwach skulpturierter Ammoniten zunimmt, ist bereits von SCOTT (1940), WIEDMANN (1975), LOMMERZHEIM (1976), TANABE et al. (1978), OBATA et al. (1979), TANABE (1979), KAPLAN (1988, 1991a, 1991b) und BATT (1989) beschrieben worden. WESTERMANN (1989) gibt eine Übersicht über den Kenntnisstand. WIESE (1995, 1996a) beschrieb die paläobiogeo-

1982a, AMÉDRO & BADILLET 1982, ROBASZYNSKI et al. 1982, AMÉDRO et al. 1988) wahrscheinlich (Abb. 48). Von Bedeutung für die stratigraphische Feinkorrelation innerhalb des Events ist die Tatsache, daß in dessen unterem Teil *K. turoniense* und *R. kallesi* noch einen Overlap zeigen. Darüber hinaus scheint die lithologische Entwicklung ähnlich, da im fraglichen Intervall sowohl im Arbeitsgebiet als auch in Frankreich kleinere "thickening up"-Zyklen ausgebildet sind. Diese werden im Arbeitsgebiet durch eine Dachbank, in Frankreich dagegen durch einen Hartgrund abgeschlossen. Aus dem Profilvergleich kann ersehen werden, daß das Aussterben von *K. turoniense* innerhalb eines solchen Zyklus stattfindet. Dieses Datum kann in Frankreich ob der geringen Mächtigkeit des Profiles nicht einer definierten Position zugeordnet

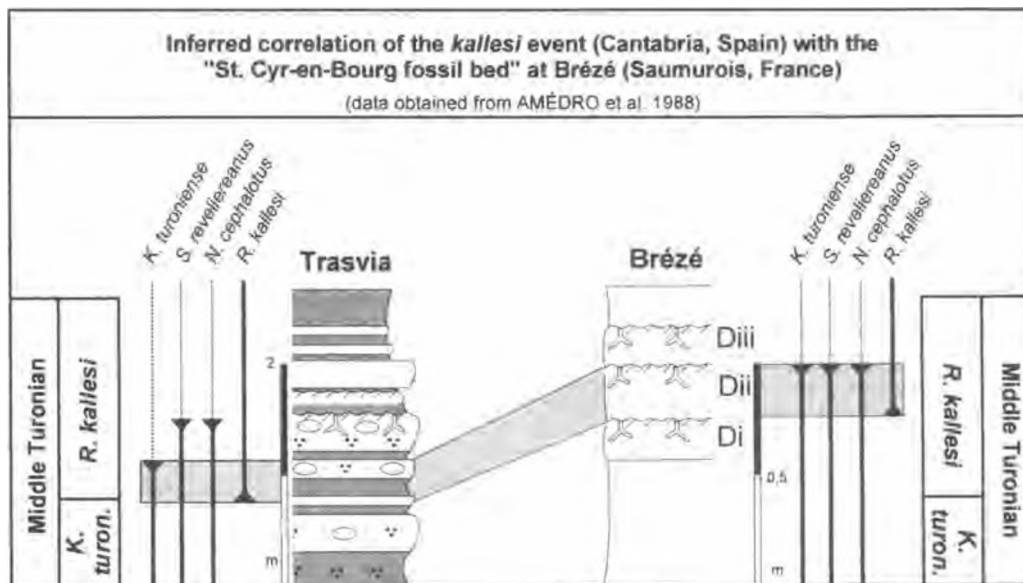


Abb. 48: Vermutete Korrelation des *kallesi*-Events mit dem "St.-Cyr-en-Bourg fossil bed" von Brézé (Saumurois, Frankreich) in der Typusregion des Turon.

graphische und ökologische Signifikanz der Ammonitenfauna ausführlicher, und es wird an dieser Stelle auf diese Zitate verwiesen.

Im oberen Bereich des Events kommen *I. ex gr. cuvieri/lamarcki* und *I. inaequalis* vor, die eine Einstufung in die Inoceramenzone 12 zulassen.

Die Anwesenheit zweier mittelturonischer Index-Ammoniten an der Basis des Events bzw. deren Overlap (*K. turoniense*, *R. kallesi*), ermöglicht eine verhältnismäßig glaubwürdige Korrelation des Events in die Typusregion des Turon (Touraine und Saumurois, Frankreich). Der Reichweitenvergleich und die Faunenentwicklung sowie der lithologische Kontext machen eine Korrelation mit dem "ensemble lithologique D iii" (AMÉDRO et al.

werden. Im Arbeitsgebiet jedoch kann das LAD dieser Index-Art innerhalb einer kleinstratigraphischen Einheit im unteren Bereich des Zyklus verhältnismäßig genau erkannt werden. Eine auf faunistischen Parametern beruhende Korrelation nach Deutschland oder England ist bisher völlig ungewiß.

#### 7.4 *Romaniceras ornatissimum*-Event (mittlere *ornatissimum*-Zone, Mittel-Turon)

Das *Romaniceras ornatissimum*-Event kann sicher nur im Raum Liencrec/Arnia erkannt werden. Dort erreicht es eine Mächtigkeit von max. 90 cm. Möglicherweise läßt sich im lithostratigraphischen Rahmen das lithologische Äquivalent des Events in den Lokalitäten Universität Santander, Tagle

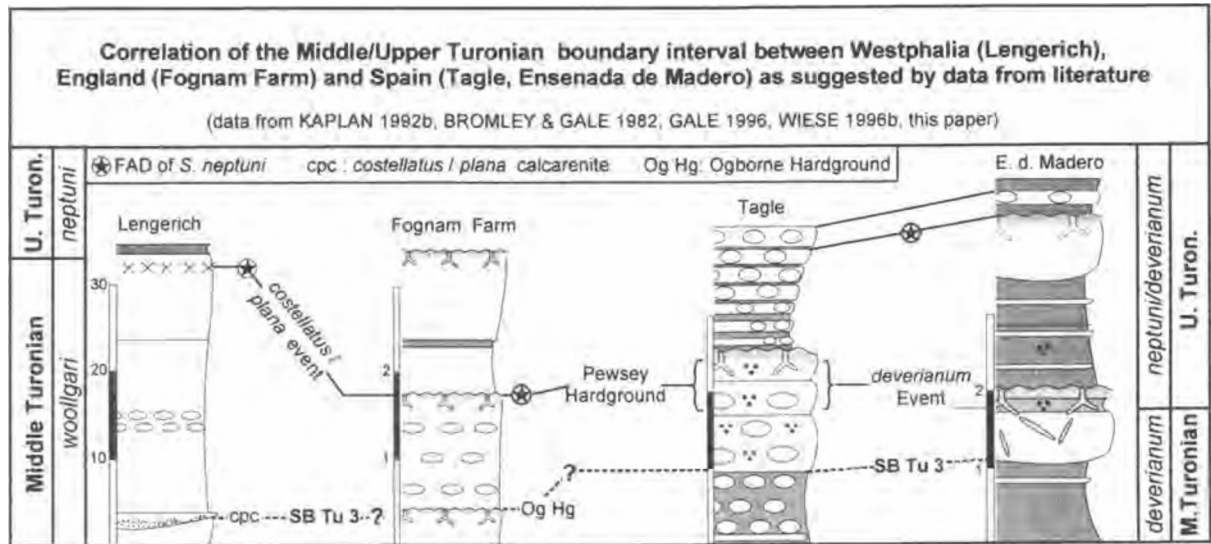


Abb. 49: Vermutete Korrelation des Mittel/Ober-Turon Grenzbereiches (*Romaniceras deverianum*-Event) zwischen dem Arbeitsgebiet, Südengland (Fognam Farm) und Westfalen (Lengerich) in einem event- und sequenzstratigraphischen Rahmen.

West und Trasvia erkennen (vgl. Abb. 44). Der Nachweis ist jedoch erst noch zu erbringen, und die in den Profildarstellungen gemachten Korrelationsvorschläge sind daher noch unsicher. Die Fauna besteht aus abundant auftretenden Ammoniten [*Romaniceras ornatissimum*, *Pachydesmoceras linderi*, *Pachydesmoceras denisonianum*, *Puzosia* sp., *Allocrioceras* sp., *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) sp.]. Untergeordnet treten Echiniden [*Cardiaster cretacea*, *Hemiaster* (B.) *gauthieri*, *Gauthieria* sp.] auf. Vermutlich korreliert das Event mit dem *R. ornatissimum*-Akme von KÜCHLER (1996) aus Izurdiaga, Navarra. Eine glaubwürdige Korrelation in andere Gebiete steht bisher noch aus, jedoch sei andiskutiert, ob nicht das Häufigkeitsmaximum von *R. ornatissimum* in Südengland (GALE 1996) annähernd mit dem *ornatissimum*-Event des Arbeitsgebietes zusammenfällt.

### 7.5 *Romaniceras deverianum*-Event (basale neptuni/deverianum-AZ)

Das Event wird das im Arbeitsgebiet einmalige Häufigkeitsmaximum von *Romaniceras deverianum* definiert. Es liegt stets oberhalb der SB Tu 3 und markiert den Bereich des LST bis zur TS, so sie ausgebildet ist (Tagle).

Das Event zeichnet sich durch das Auftreten einer schlecht erhaltenen Ammonitenfauna in glaukonitischen Knollenkalken aus, die aus *Romaniceras deverianum*, *Tetragonites epigonum*, *Pachydesmoceras linderi*, *Puzosia curvatisulcata*, *Tongoboryceras rhodanicum*, *Collignoniceris woollgari*, *Puzosia* (*Mesop.*) sp., *Phylloceras* (*Hypophyllo-*

*ceras*) sp. und *Scaphites* sp. besteht. Es markiert gleichzeitig das LAD von *H. helvetica*. Aufgrund der Bindung der Faunenreicherung an eine glaukonitische Knollenkalkfazies handelt es sich um ein kombiniertes Bio/Litho-Event, das selbst bei fehlender Fauna im lithostratigraphischen Kontext leicht erkannt werden kann. In proximalen Beckenbereichen (Trasvia, Tagle) besteht das Event aus einer bis 150 cm mächtigen glaukonitischen Knollenkalkfazies, in der im Idealfall Ammoniten angereichert sind (Tagle). Bei extremer Bioturbation und Aufarbeitung sind Fossilien rar, jedoch macht der lithostratigraphisch/fazielle Zusammenhang das Erkennen des Events einfach (Trasvia). Nach Osten nimmt die Knollenkalkfazies langsam an Mächtigkeit ab und markiert in den distalen Profilen (Bereich Liencres/Arnia) durch ihr beckenwärtiges Progradieren in eine turbiditische Abfolge die Sequenzgrenze bzw. den LST. Wie zuvor im *kallesi*-Event, erfährt auch im *deverianum*-Event die Ammonitenfauna eine laterale Veränderung: In den proximalen Profilen (Tagle) dominieren *R. deverianum* und *P. linderi*. *Scaphites* sp. stellt einen Einzelfund dar. In den distalen Profilen (Arnia, Liencres) finden sich neben *R. deverianum* und *P. linderi* *T. epigonum*, *P. curvatisulcata*, *Puzosia* sp. und *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) sp. Damit bestätigt sich auch hier die bereits im *kallesi*-Event gemachte Beobachtung, daß in den distalen Profilen die schwach skulpturierten Ammoniten zunehmen.

Auf den litho-, sequenz-, und eventstratigraphischen Kontext wurde bereits an anderer Stelle hingewiesen (Kap. 6.3). Die Position des *costella-*

*tus/plana*-Events (Niedersachsen, Westfalen) sowie die des Pewsey-Events (England), die das FAD von *S. neptuni* und damit die unterste *neptuni*-Zone markieren (KAPLAN 1986, GALE 1996), sind wie das *deverianum*-Event an den LST bzw. beginnenden TST gebunden und werden innerhalb des sequenz- und biostratigraphischen Rahmens als korrespondierende Ereignisse verstanden und daher miteinander korreliert (Abb. 49). Dem *R. deverianum*-Event kommt somit die Bedeutung des Mittel/Ober-Turon-Grenzevents zu. Wird diesem Ansatz gefolgt, ergibt sich erstmals die Möglichkeit, die Eintrittsdaten und Reichweiten von *S. neptuni* und *R. deverianum* gegeneinander zu eichen (WIESE & KÜCHLER 1995, WIESE 1996b). Es scheint möglich, daß das *R. deverianum*-Event des Arbeitsgebietes mit dem *deverianum/rhodanicum*-Event der Barranca korreliert (KÜCHLER 1996), das als Ober-Turon-Grenzevent interpretiert wird.

#### 7.6 *Mytiloides incertus*/*Micraster leskei* (klein)-Event (oberste *neptuni/incertus*-AZ)

In der obersten *neptuni/incertus*-AZ kommt es im Bereich des oberen LST der DS Tu 4 zu einem Massenaufreten von *Mytiloides incertus* und kleinwüchsigen *Micraster leskei*. Diese Fossilanreicherung kann in den Profilen im Bereich von Playa Portio (Liencre) am besten erkannt werden,

da dort die Fauna einerseits in frühdiagenetisch zementierten Knollenkalken erhalten ist, andererseits die Schichtflächen aufgeschlossen sind. In den Profilen im Bereich Tagle ist *My. incertus* weniger häufig, der Bereich des Events kann jedoch innerhalb des lithostratigraphischen Zusammenhanges und durch die abundant auftretenden *Micraster leskei* leicht erkannt werden. Im gesamten Arbeitsgebiet eignet sich dieses Intervall für eine regionale Korrelation, da es auch in nur kleinen Aufschlüssen verhältnismäßig sicher erkannt werden kann. Die Fauna setzt sich aus *Mytiloides incertus*, kleinen *Micraster leskei*, *Spondylus spinosus*, *Hemiasiter (B.) gauthieri* und *Tongoboryceras aff. rhodanicum* zusammen.

In NW-Deutschland befindet sich in der obersten *neptuni*-Zone ein Massenaufreten von *My. incertus* (*incertus*-Event), das sowohl in Niedersachsen (WOOD et al. 1984) als auch in Westfalen (KAPLAN 1991a) kurz unterhalb des Faunenumschwunges zur *normalis*- bzw. *scupini*-Zone *sensu* KAPLAN (1986) auftritt. Damit deckt es sich in seiner stratigraphischen Position mit dem spanischen Vorkommen und eine Parallelisierung scheint gerechtfertigt (Abb. 50).

Der Vergleich mit dem Anglo-Pariser Becken (Abb. 50, 51) zeigt, daß in der höchsten *neptuni*-Zone *sensu* GALE (1996) in wenig kondensierten

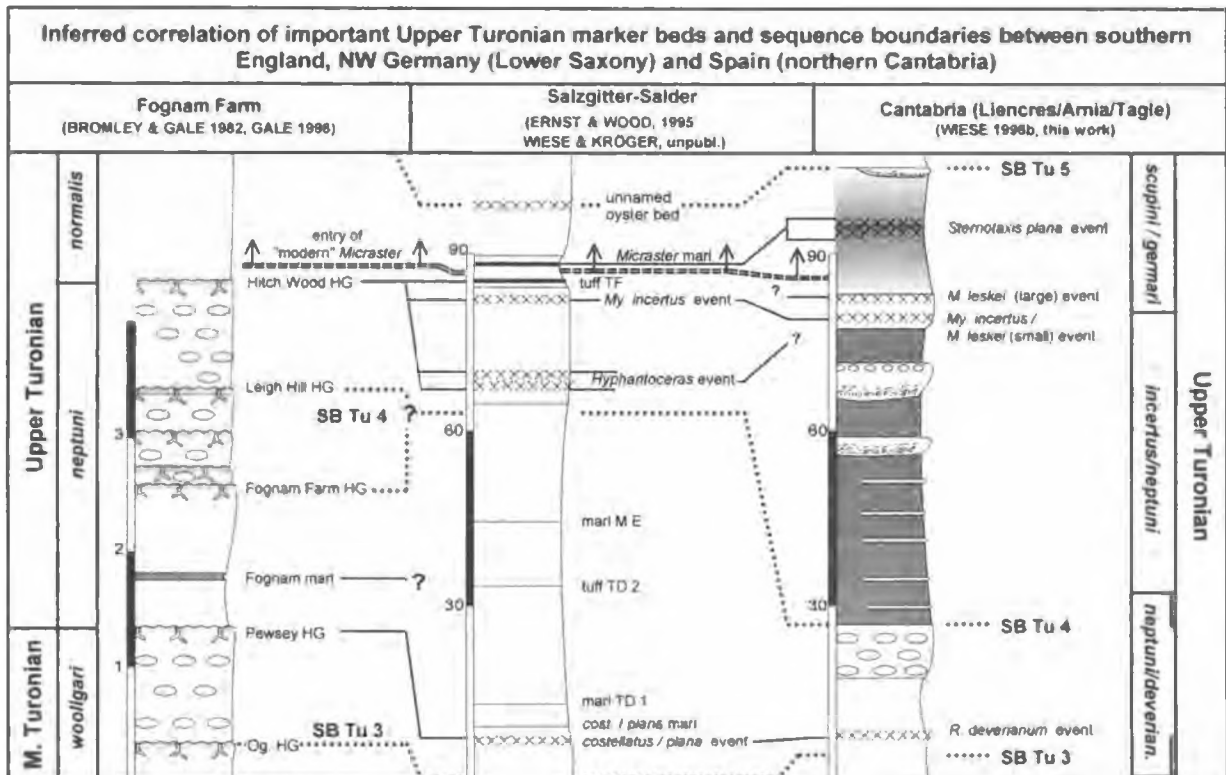


Abb. 50: Korrelationsvorschlag überregional erkennbarer, oberturonischer Markerhorizonte und Sequenzgrenzen zwischen Kantabrien, Niedersachsen und England.



Profilen in den Lewes Flints (hohe *neptuni*-Zone) ein Akme von kleinen *M. leskei* auftritt, das zwischen England und Frankreich korreliert werden kann (FOURAY 1981, MORTIMORE 1986, MORTIMORE & POMEROL 1987, 1991). Die lithostratigraphische Korrelation des englischen Chalk Rock impliziert, daß in kondensierten Profilen (z. B. Beggars Knoll, vgl. BROMLEY & GALE 1982, GALE 1996) das Zeitäquivalent der Lewes Flints im Hitchwood Hartgrund vertreten ist, in dem das stratigraphische Intervall von der Basis des nordwestdeutschen *Hyphantoceras*-Events an bis maximal in die *Micraster*-Mergel (basale *normalis*-Zone) kondensiert ist. Er inkorporiert neben einer reichen Ammonitenfauna, die typisch für das *Hyphantoceras*-Event ist (WRIGHT 1979), ein Massenaufreten von umgelagerten *My. incertus* und kleinen *M. leskei*, deren Morphologie exakt den spanischen Exemplaren dieses Intervalls gleicht. GALE (1996) interpretiert den Hitchwood Hartgrund als TS, die die Basis des TST markiert. In diesem Kontext fällt die Anreicherung von *My. incertus* und *M. leskei* noch in den LST; eine Zuordnung, die sich mit den Beobachtungen aus dem Arbeitsgebiet deckt.

Der multistratigraphische Rahmen kann somit zeigen, daß in der obersten *neptuni*-Zone ein Fossilhorizont in ähnlicher litho-, sequenz- und eventstratigraphischer Position auftritt, dessen Faunenzusammensetzung in Deutschland, dem Anglo-Pariser Becken und dem Arbeitsgebiet vergleichbar ist. Im Anglo-Pariser Becken und im Arbeitsgebiet treten in diesem Level kleine *Micraster leskei* und *Mytiloides incertus* auf; in Deutschland kommt es zu einer Anreicherung von *My. incertus*. Sowohl die stratigraphische Position als auch die Fauna implizieren, daß die Fossilagen zwischen den genannten Gebieten korreliert werden können. In diesem Sinne kommt dem *My. incertus*/*M. leskei* (klein)-Event eine wichtige Bedeutung für die Feinkalibrierung eventstratigraphischer Schemata zwischen den Kreidevorkommen des Anglo-Pariser Beckens, Niedersachsens und des Arbeitsgebietes zu.

### 7.7 *Micraster leskei* (groß)-Event (basale *scupini/germari*-AZ)

Direkt oberhalb des *incertus/leskei* (klein)-Events kommt es im oberen Teil des LST zu einer Anreicherung großwüchsiger *Micraster leskei*, die auf der TS der DS Tu 4 (unterste *scupini/germari*-AZ) im *Micraster leskei* (groß)-Event kulminiert. Es kann in den Lokalitäten Playa Arnia, Playa Portio und Playa de Tagle erkannt werden und besitzt

eine maximale Mächtigkeit von 10-20 cm. Neben großen *M. leskei* kommen vereinzelt kleine Formen dieses irregulären Echiniden sowie *Spondylus spinosus* vor. *Mytiloides scupini* und *My. incertus* bilden die Inoceramenassoziaton. *Coilopoceras requienianum* und *Eubostriochoceras saxonicum* repräsentieren die Ammonitenfauna.

Im Anglo-Pariser Becken kann ein kurzes Intervall mit großen *M. leskei* in den oberen Lewes Flints (oberste *neptuni*-Zone) bis in den Lewes/Ulceby Marl (unterste *normalis*-Zone *sensu* GALE 1996) erkannt werden (Abb. 51). Nach einem letzten Massenaufreten im Lewes Marl werden die großwüchsigen *leskei*-Formen von modernen *Micraster* des Formenkreises um *M. praecursor* (MORTIMORE 1986, MORTIMORE & POMEROL 1987, 1991) abgelöst. Stratigraphisch liegt dieser Faunenumschwung etwa im Bereich des norddeutschen *Micraster*-Event, das eine MFZ markiert (KRÖGER 1996). WOOD et al. (1984: S. 232, S. 233, Abb. 4) korrelieren das *Micraster*-Event vermutlich aus litho/biofaziellen Gründen mit dem Lewes Marl Südinglands bzw. mit dem Ulceby Marl NE-Englands (Humber side), in dem es ebenfalls zu einer *Micraster*-Anreicherung, allerdings von großwüchsigen, konservativen *Micraster* des *leskei*-Typs kommt. Das FAD der modernen *Micraster* liegt jedoch oberhalb dieser Mergel.

Da die Abfolge der verschiedenen *Micraster*-Typen offensichtlich stratigraphisch signifikant ist, muß zwingend geschlossen werden, daß die als isochrone Marker korrelierten Mergel-Lagen bzw. *Micraster*-Akmen nicht identisch sind: Der Lewes/Ulceby Marl ist ob der Dominanz von *M. leskei* geringfügig älter als der *Micraster*-Mergel Norddeutschlands. Diese Interpretation macht besonders im Hinblick auf die Verteilung der großen *M. leskei* durchaus Sinn (Abb. 51). Darüber hinaus zeigen geochemische Untersuchungen (REE-Verteilung), daß der Lewis Marl ein Tuff ist und kein detritischer Mergel wie das *Micraster*-Event (cf. D. WRAY, Greenwich). Der stratigraphische Zusammenhang impliziert, daß der Lewes Marl vermutlich mit dem norddeutschen Tuff T<sub>F</sub> korreliert (vgl. WOOD et al. 1984, ERNST & WOOD 1995), der kurz unterhalb des *Micraster*-Events liegt. In diesem Kontext muß das englische Äquivalent des *Micraster*-Events stratigraphisch oberhalb des Lewis/Ulceby Marl liegen. Ein guter Kandidat dafür mag das "Ulceby Oyster Bed" in NE-England (Humber side) sein (WOOD et al. 1984: S. 232, Abb. 4), das dem norddeutschen *Micraster*-Mergel lithologisch wie faunistisch durchaus ähnelt (C.J. WOOD, pers Mitt.). Daraus

resultiert gutes Korrelationspotential zwischen den tendenziell eher vergleichbaren Profilen NE-Englands und NW-Deutschlands. In den südenglischen Profilen des Anglo-Pariser Beckens kann jedoch lediglich der Tuff  $T_F$  (Lewes Marl) als Marker erkannt werden. Ein lithologisches Pendant zum *Micraster*-Mergel ist nicht ausgebildet. Ein korrelatives Ereignis mag das FAD der modernen *Micraster* des *praecursor*-Formenkreises sein. Die oben erarbeiteten, stratigraphischen Rahmen-daten ermöglichen es, das *M. leskei* (groß)-Event im Anglo-Pariser Becken maximal auf das kurze Intervall zwischen dem *incertus/leskei* (klein)-Event und dem *Micraster*-Event bzw. dessen

Hitchwood Hartgrundes eine Anreicherung von großen *M. leskei* befindet, die bereits aus dem Überlager stammen und somit sequenz-stratigraphisch annähernd der gleichen Position zuzuordnen sind wie das *leskei* (groß)-Event des Arbeitsgebietes.

### 7.8 *Sternotaxis plana*-Event (untere *scupini/germari*-AZ)

Im stratigraphischen Intervall zwischen der basalen *scupini/germari*-AZ und der SB Tu 5 (untere *scupini/germari*-AZ) kommt es im Bereich des "inflection point", d. h., der der MFZ der DS Tu 4

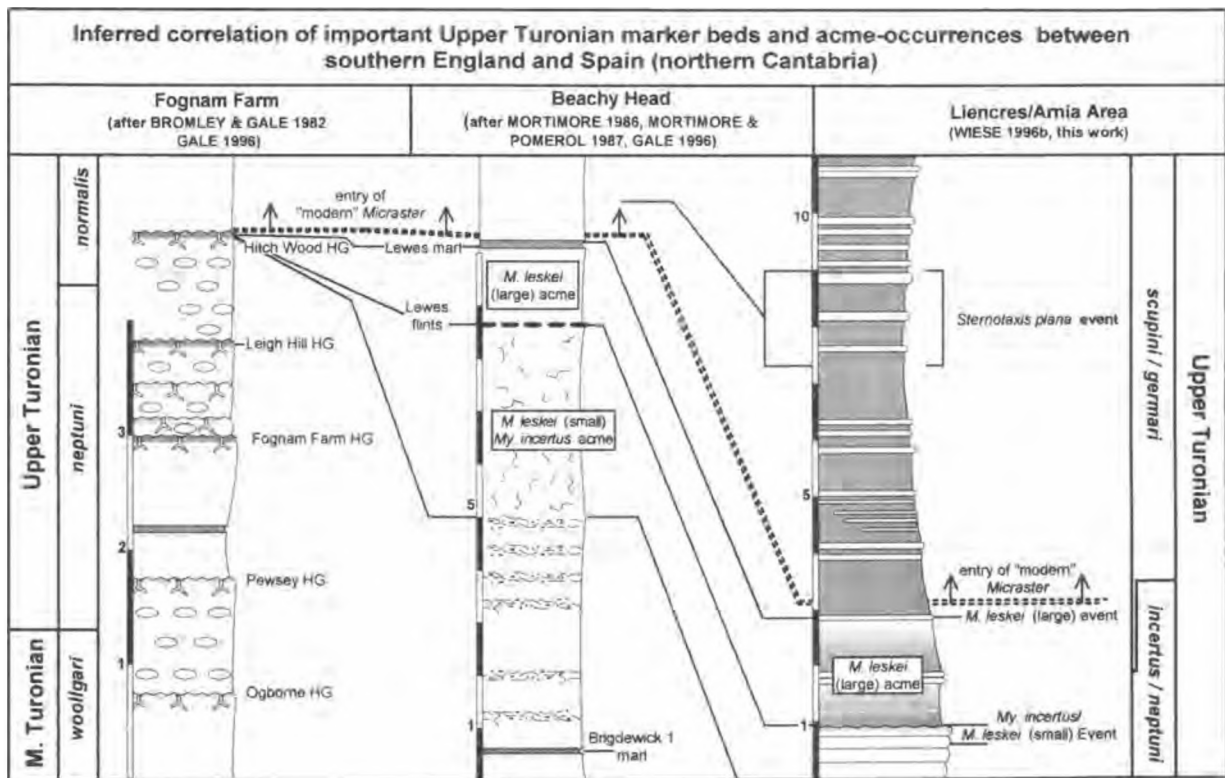


Abb. 51: Korrelation wichtiger oberturonischer Events zwischen dem Arbeitsgebiet in Kantabrien und Südengland.

lithologischem Pendant (Ulceby Oyster Bed) einzugrenzen. Damit befindet es sich in allen Vergleichsgebieten in der untersten *normalis*-Zone bzw. *scupini/germari*-AZ, und eine Korrelation dieses Markerhorizontes zwischen Deutschland, England, Frankreich und Spanien drängt sich innerhalb dieses extrem kurzen stratigraphischen Zeitraumes auf (Abb. 50, Abb. 51). Weitere Argumente kann eine sequenzanalytische Betrachtung des betroffenen Intervalls liefern: Im Arbeitsgebiet markiert das Event die TS, deren korrelatives Pendant in England der Hitchwood Hartgrund ist. Eigene Geländebegehungen in Beggars Knoll (England, vgl. Abb. 45) zeigen, daß sich am Top des

zu einem Massenaufreten des in Spanien in dieser Menge bisher noch nicht nachgewiesenen holasteroiden Echiniden *Sternotaxis plana* (Taf. 19, Abb. 3, 4). Zum Teil in Nestern bis zu zwanzig Individuen angereichert (Taf. 11, Abb. 4), zeigt die Form eine starke intraspezifische Variationsbreite von großwüchsigen, globulösen Formen zu kleineren, flacheren und damit elongierten Morphotypen. Die Menge des Vergleichsmaterials zeigt, daß alle Übergänge auftreten. Neben der Index-Form treten sehr untergeordnet *M. leskei* und *M. ex gr. praecursor/cortestudinarium* auf. Das Event kann im Arbeitsgebiet von Tagle über den Liencres/Amia-Bereich bis in das Stadtgebiet

von Santander (ca. 25 km) korreliert werden. Da im Raum Bielba das entsprechende Niveau schlecht aufgeschlossen ist, steht der Nachweis des Events in dieser Region noch aus. Jedoch belegen einzelne Funde von *S. plana* die Präsenz dieser Art aus diesem Bereich. Seine mögliche Bedeutung für die überregionale Korrelation erhält das Massenaufreten aus dem lithologischen sowie sequenz- und eventstratigraphischen Kontext. Es kann gezeigt werden, daß im unteren Teil der *scupini/germani*-AZ bzw. der *normalis*-Zone sowohl im Arbeitsgebiet als auch in NW-Deutschland die MFZ der DS Tu 4 im Bereich maximaler Mergelführung liegt, die mit einer Anreicherung irregulärer Echiniden zusammenfällt. Im Raum Santander drückt sich dies durch das *S. plana*-Event Norddeutschlands (Westfalen, Niedersachsen und Sachsen-Anhalt; ERNST et al. 1983, HORNA 1995b, ERNST & WOOD 1995, KRÖGER 1996, HORNA & WIESE 1997) durch das *Micraster*-Event aus, in dem erstmals moderne *Micraster* der *praecursor/cortestudinarium* Linie gehäuft auftreten. Das korrelative Ereignis dieser Horizonte in NE-England ist vermutlich das Ulceby Oyster Bed Humberides (s. o.). Eine glaubwürdige Korrelation in das Anglo-Pariser Becken steht noch aus. Da die Echinidenanreicherung offensichtlich innerhalb der MFZ bzw. des frühen HST auftritt, drängt sich eine Korrelation der Echinidenevents, wie hier geschehen (Abb. 50) zwischen England, Deutschland und Spanien auf, die durch die gute bio- und eventstratigraphische Kontrolle Bestätigung erfährt.

### 7.9 *Didymotis*-Events

Die Bivalve *Didymotis* sp. tritt kosmopolitisch auf. Nachweise bestehen aus Nord- und Südamerika, Japan, Spanien, England, Rumänien, aus der Tschechischen Republik und aus Deutschland (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Niedersachsen, Westfalen). Ihre Reichweite umfaßt bei glaubwürdiger Datierung das stratigraphische Intervall vom mittleren Ober-Turon bis ins Unter-Coniac (SIMIONESCU 1899, IMLAY 1955, ZÁZVORKA 1979, HERM et al. 1979, WOOD et al. 1984, CECH 1989, KÜCHLER & ERNST 1989, WILMSEN et al. 1996). Ihr stratigraphischer Nutzen liegt einerseits darin, daß sie in zwei wohldefinierten Häufigkeitsmaxima auftritt (*Didymotis* I & II-Events:  $D_1$ ,  $D_{II}$ ), außerhalb derer sie allerdings auch vorkommt. Auf der anderen Seite zeigt *Didymotis* eine phylogenetische Entwicklung mit deutlich differenzierten Morphotypen: Im Bereich des  $D_1$  treten einfach berippte Formen auf, bei denen die Rippen meist deutlich breiter als die Rippentäler sind. Die

Rippenkämme können abgeplattet sein (vgl. CECH 1989: S. 671, Taf. 1, Abb. 5; diese Arbeit Taf. 17, Abb. 9). Im  $D_{II}$  treten Formen auf, deren deutlich feinere Berippung bei nahezu gleich breiten Rippenkämmen und -tälern zusätzlich durch eine radiale Struktur überprägt ist (CECH 1989: S. 671, Taf. 1, Abb. 1, 3, 4; KÜCHLER & ERNST 1989: S. 189, Taf. 3, Abb. 2-6; diese Arbeit Taf. 17, Abb. 10), die Ausgang für die Entwicklung einer deutlichen Undulation des Klappenrandes sein kann (ZÁZVORKA 1979, Taf. 1, 2). Darüber hinaus nehmen die Asymmetrie der Klappen und die Krümmung der Wachstumslinie zu. Dieser Habitus ist signifikant für das  $D_{II}$ . Da jedoch in den Events der jeweils andere Typ untergeordnet auftreten kann, reicht ein Exemplar zur sicheren stratigraphischen Einstufung nicht aus.

WOOD et al. (1984) bezeichneten die in dem designierten Stratotyp der Turon/Coniac-Grenze im Profil Salzgitter/Salder (Lichtenberger Höhenzug, Niedersachsen) auftretenden Formen aus beiden Events als *Didymotis uermoesensis*, wiesen jedoch darauf hin, daß diese Formen möglicherweise mit *Didymotis costatus* (FRITSCH) conspezifisch sind, was auch CECH (1989) für die in Böhmen auftretenden Formen vermutete.

Die erste Abbildung von *Didymotis* findet sich bei FRITSCH (1893, Abb. 122, 123), der *Didymotis* als *Inoceramus planus* v. MÜNSTER var. *costatus* FRITSCH in die Literatur einführt (die Originale werden von CECH 1989: S. 671, Taf. 1, Abb. 1, 2 abgebildet). Nach Vergleichen mit weiterem Material erkennt ZÁZVORKA (1979) der Subspezies den Rang einer eigenständigen Art zu und integriert die Form in die Gattung *Sphenoceramus* (*Sphenoceramus costatus*; ZÁZVORKA 1979: S. 49, Taf. 1; S. 51, Taf. 2), zu der er auch die von ANDERT (1934, Taf. 15, Abb. 5) abgebildete *Pholadomya nodulifera* v. MÜNSTER var. *fritschi* ANDERT zählt. All diese Nachweise basieren auf Material, wie es für das  $D_{II}$  typisch ist. In diesem Sinne benutzt CECH (1989, Taf. 1, Abb. 3, 4) für die von ihm abgelichteten Individuen des  $D_{II}$  konsequent die Bezeichnung *Didymotis costatus*.

SIMIONESCU (1899: Taf. 2, Abb. 11, 12) führt für die gleiche Form den Namen *Tellina uermoesensis* in die Literatur ein, der von KÜCHLER & ERNST (1996) und WOOD et al. (1984) übernommen wurde. Im Vergleich mit dem FRITSCH'schen Material zeigt sich jedoch, daß *D. uermoesensis* die gleiche Skulptur aus Anwachsringen und Radialstrahlen aufweist. In diesem Sinne müssen beide Arten daher als conspezifisch verstanden

werden. Gemäß des "International Code of Zoological Nomenclature" hat die Bezeichnung *Didymotis costatus* (FRITSCH) Vorrang vor *Didymotis uermoesensis* (SIMIONESCU). Die von KÜCHLER & ERNST (1989: S. 189, Abb. 4, 6) aus dem Profil Salder als *Didymotis uermoesensis* (SIMIONESCU) abgelichteten Formen fallen somit in die Synonymie von *D. costatus*. Es wird daher empfohlen, die Bezeichnung *D. uermoesensis* aus Gründen der nomenklatorischen Einheitlichkeit nicht mehr zu verwenden.

Es muß eingeräumt werden, daß gewisse taxonomische Probleme bei der Bezeichnung der im  $D_1$  vorkommenden Formen (CECH 1989: Taf. 1, Abb. 5; diese Arbeit, Taf. 17, Abb. 9) existieren, da diese sich deutlich von denen des  $D_{II}$  unterscheiden (worin ja auch ihr stratigraphischer Nutzen liegt). Sowohl die Bezeichnung *costatus* als auch *uermoesensis* treffen nicht zu. Obwohl taxonomisch vermutlich etwas inkorrekt, wird dennoch die Bezeichnung *D. costatus* provisorisch übernommen.

**Anmerkung:** Bei Geländearbeiten der Diplomandengruppe der AG Ernst (T. JÖRDENS-MÜLLER, B. KRÖGER) wurde im Jahre 1995 knapp oberhalb des *Micraster*-Events *sensu* ERNST et al. (1983) (basale *germari*-Zone) ein weiteres *Didymotis*-Event lokalisiert, das als *Didymotis*-Event 0 bezeichnet wurde (vgl. ERNST & WOOD 1995). Die dort auftretenden Formen ähneln denen des  $D_1$ . Daher ist für eine sichere stratigraphische Zuordnung im Intervall zwischen der basalen *germari*-Zone und dem  $D_1$  eine signifikante Begleitfauna unabdinglich.

**7.9.1 *Didymotis* I-Event (obere *scupini/germari*-AZ):** Das *Didymotis* I-Event wird durch das erste Häufigkeitsmaximum von *D. costatus* definiert. Es liegt in der höheren *scupini/germari*-AZ am Top einer Parasequenz, die dem untersten Zyklus der DS Tu/Co entspricht (vgl. Abb. 12). Das Event ist sicher in Arnia und Playa Portio lokalisierbar, wo es eine Mächtigkeit von maximal 1 bis 3 cm erreicht. Da die Dachbank des Zyklus einen beginnenden Hartgrund mit undulierender Sedimentoberfläche und vermutlich geringer Kondensation darstellt, ist das Auftreten von *Didymotis* punktuell. Neben der Index-Form treten *Micraster ex gr. praecursor/cortestudinarium* und *Spondylus spinosus* gehäuft auf. Untergeordnet kommen *Micraster leskei* und *Sternotaxis plana* vor. Inoceramen sind selten (kleinwüchsige *Cr. waltersdorfensis*).

Im Bereich Bielba konnte das Event zwar nicht im Anstehenden entdeckt werden, jedoch fanden sich zahlreiche Exemplare von *Didymotis* im Talus unterhalb einer *Micraster*-reichen Folge (Abb. 35, Pkt. 2). Damit ist vermutlich bei weiterer Bearbeitung eine Korrelation in diesen Bereich möglich. Das Event kann sicher nach Deutschland (ERNST et al. 1983, WOOD et al. 1984, TRÖGER & VOIGT 1995) und Tschechien (CECH 1989) korreliert werden.

**7.9.2 *Didymotis* II-Event (Turon/Coniac-Grenze):** Das *Didymotis*-Event II wird durch ein zweites Häufigkeitsmaximum von *D. costatus* am Top einer Parasequenz definiert, die den mittleren Teil der DS Tu/Co markiert. Es geht mit dem ersten Inoceramen-Maximum nach einem inoceramenarmen Intervall einher.

Das Event liegt im Standardprofil Lienres (Playa Portio) ca. 24 m oberhalb des  $D_1$ . Es wurde aus dem Raum Lienres bereits von KÜCHLER & ERNST (1989), WILMSEN et al. (1996) sowie WIESE (1996b) beschrieben. Wie im  $D_{II}$ , ist das Auftreten der Index-Art an ein Intervall von ca. 2 cm gebunden. Die Fauna besteht aus *Didymotis costatus*, *Cremnoceramus waltersdorfensis*, *Cr. ernsti* (fide ERNST & KÜCHLER 1989) und *Cr. rotundatus*. Daneben kommen *Micraster ex. gr. praecursor/cortestudinarium* und *Spondylus spinosus* vor. Vereinzelt finden sich *Sternotaxis plana* oder *Micraster leskei*. Das Event ist im Arbeitsgebiet sicher von Arnia über Playa Portio und Trasvia nach Bielba zu verfolgen. In Trasvia ist es flächig aufgeschlossen und führt die Index-Form teilweise die Schichtfläche bedeckend. Die schlechte Aufschlußsituation in Tagle verhindert die genaue Lokalisierung des Events, doch belegen Funde von *D. costatus* auch hier die typische Abfolge. Das *Didymotis*-Event II kann nach NW-Deutschland (ERNST et al. 1983, WOOD et al. 1984) und Sachsen (TRÖGER & VOIGT 1995) sowie Tschechien (CECH 1989) korreliert werden. WOOD et al. (1984: S. 232, Abb. 4) diskutieren die mögliche Verbindung in die englischen Profile von Humberside (NE-England).

## 8. Sequenzstratigraphie

Der Sequenzstratigraphie wird im Rahmen dieser Arbeit lediglich der Status einer modifizierten Lithostratigraphie zuerkannt. Bei dem Streben nach immer besserer stratigraphischer Auflösung stellt das alleinige Gliedern von sedimentären

Einheiten in Sedimentationszyklen und deren weltweite Korrelation einen bedeutsamen Rückschritt dar. Dies wird besonders deutlich, hält man sich die Dauer einiger der von HAQ et al. (1987) ausgegrenzten Zyklen von z. B. 2 Mio. Jahren vor Augen, die vier vollständige Biozonen und die Basis einer fünften inkorporieren (Ober-Cenoman bis Mittel-Turon-Zyklus, vgl. HAQ et al. 1987: S. 1160, Abb. 3; S. 1161, Abb. 4). Darüber hinaus ist die weltweite Isochronie individueller Sequenzen bei weitem nicht so klar, wie MATSUMOTO (1977b) schon frühzeitig erkannte. Auch HANCOCK (1993) arbeitete beachtliche Schwächen des EXXON-Modells heraus (s. u.).

Andererseits kann ein detaillierter Sequenzvergleich innerhalb eines multistratigraphischen Rahmens sicherlich dort hilfreich eingesetzt werden, wo z. B. faunistische Barrieren zeitweise eine direkte, provinzübergreifende, biostratigraphische Korrelation verhindern. Unabdingbar dafür ist jedoch eine präzise Multistratigraphie (in den obigen Kapiteln wurde versucht, die Teilbereiche Bio- und Eventstratigraphie für das Arbeitsgebiet vorzustellen). Daher wird die sequenzstratigraphische Gliederung des Arbeitsgebietes, obwohl die Ausgrenzung von Sequenzen schon im Gelände erfolgte, erst an dieser Stelle und mit dem nötigen multistratigraphischen "Rüstzeug" versehen, mit anderen Gebieten verglichen.

Im Folgenden sollen die im Arbeitsgebiet erkannten Sequenzen, deren stratigraphische Positionen bereits oben aufgeführt und in Abb. 6. dargestellt wurden, mit einzelnen Gebieten (BKB in Spanien, Frankreich, Südengland, NW-Deutschland, Sachsen, Tunesien) verglichen werden. Die Notwendigkeit der Einzeldarstellung ergibt sich aus den unterschiedlichen biostratigraphischen Zonierungen der Regionen, auf die in diesem Zusammenhang eingegangen wird.

### 8.1 Spanien

Für Nordspanien bestehen im wesentlichen die sequenzstratigraphischen Gliederungen von FLOQUET (1991) und GRÄFE (1994).

Die von FLOQUET (1991) erbrachte Gliederung für den Zeitraum Turon bis Unter-Coniac der Kastilianischen Rampe zeigt lediglich zwei Sequenzen, die von einer Sequenzgrenze (SB 7 *sensu* FLOQUET 1992) an der Grenze Mittel/Ober-Turon getrennt werden. Diese entspricht vermutlich der SB Tu 3 des Arbeitsgebietes. Eine Sequenzgrenze im Unter-Coniac (SB 8 *sensu* FLOQUET 1992) korreliert aller Wahrscheinlichkeit mit der

Sequenzgrenze SB Co 1 des Arbeitsgebietes. Im Vergleich mit dem NCB zeigt die sequenzstratigraphische Gliederung somit deutlich weniger Details und ist daher für weiterführende Diskussionen ungeeignet.

GRÄFE (1994) präsentierte eine detaillierte sequenzstratigraphische Gliederung für das BKB, deren direkter Vergleich mit der hier erbrachten Gliederung ob stratigraphischer Unklarheiten erschwert ist. Daher erfolgt an dieser Stelle zunächst eine Aufarbeitung der von GRÄFE (1994) vorgestellten Ammoniten-Zonierung (vgl. a. Abb. 52).

Im obersten Unter-Turon wird von GRÄFE (1994) eine Zone des *Wrightoceras munieri* & *Lecointriaceras fleuriausianum* aufgestellt. WIEDMANN (1979a) erkennt hingegen im basalen Mittel-Turon eine Zone von *Wrightoceras munieri* & *Spathitoides sulcatus*. Für die von GRÄFE aufgeführte Leitform *L. fleuriausianum* findet sich kein Literaturhinweis. Letztere Art ist zudem in den Gegenden, wo sie in signifikanter Menge auftritt, eine typische Form der *turoniense*- und basalen *kallesi*-Zone (ROBASZYNSKI et al. 1982); dies bedeutet Mittel-Turon, wie hier verstanden, bzw. oberstes Unter- und unterstes Mittel-Turon im borealen Sinne (s. o.). Es gibt in der Literatur keine Hinweise darauf, daß *L. fleuriausianum* bis an die Basis des Turon reicht.

Daß die Zone des *W. munieri* & *L. fleuriausianum* tatsächlich bereits deutlich im Turon liegt, mag die Tatsache belegen, daß die folgende Zone des *Collignoniaceras woollgari* & *Romaniceras inerme* (Synonym für *Romaniceras ornatissimum*, vgl. KENNEDY et al. 1980) bereits im höheren Mittel-Turon anzusiedeln ist und der Zone des *R. ornatissimum*, wie in Frankreich oder Spanien benutzt (vgl. u. a. AMÉDRO et al. 1988, KÜCHLER & ERNST 1989, WIESE 1996b), entspricht.

Das höchste Mittel-Turon repräsentiert die *ornatissimum*-Zone, wobei aufgrund der aufgeführten Artennamen insgesamt der Eindruck entsteht, das gesamte Mittel-Turon werde durch eine *ornatissimum*-Zone definiert. Da jedoch dessen Reichweite in allen anderen Gebieten Europas, in denen diese Art vorkommt (England, Frankreich, Spanien) deutlich auf den höheren Teil des Mittel-Turon beschränkt ist, sollte dieser Gliederung Zurückhaltung entgegengebracht werden. Keine direkten Hinweise finden sich auf *R. kallesi* oder *K. turoniense*, was die Korrelation des basalen Mittel-Turon unmöglich macht.

Stratigraphische Inhomogenitäten scheinen auch bei der von GRÄFE (1994: S. 388, Abb. 145) erbrachten Korrelation mit der "Standard-Ammono-

nitenzonierung" von HAQ et al. (1987) zu bestehen, da dort die Assemblage-Zone des *C. woollgari* & *R. inerme* mit den Zonen des *K. turoniense* und *R. kallesi* korreliert werden, oder, mit anderen Worten, es wird die Basis des Mittel-Turon (im französischen und spanischen Sinne die Basis der *turoniense*-Zone) mit der Basis der sich im höheren Mittel-Turon befindlichen *ornatissimum*-Zone parallelisiert.

An dieser Stelle sei eingeräumt, daß unter anderem FREUND & RAAB (1969: S. 9, Taf. 1, Abb. 1, 2) und WIEDMANN (1979a: S. 167, Taf. 19, Abb. 1) *Romaniceras kallesi* als *Romaniceras inerme* (DE GROSSOUVRE) abbildeten. Sollte GRÄFE (1994) sich in seiner Gliederung auf diese Form beziehen, so wäre auch bei ihm eine *kallesi*-Zone nachweisbar, die von der *ornatissimum*-Zone abgelöst wird. Damit würde der stratigraphische Fehler hinsichtlich der Magnitude etwas korrigiert, die prinzipiellen Probleme blieben jedoch bestehen, da bei dieser Denkart die Basis der *turoniense*-Zone mit der Basis der *kallesi*-Zone korreliert würde. Selbiges wäre weiterhin diachron. Die im Ober-Turon erkannten Ammonitenzonen können vermutlich unter Vorbehalt mit den hier erkannten korreliert werden.

Im bearbeiteten Zeitraum Turon und Unter-Coniac erkennt GRÄFE (1994) fünf Sequenzgrenzen (Abb. 52), die in ihrer Anzahl somit Deckung mit denen des NCB zeigen (Sequenzgrenzen UC 6-10). Die Sequenzgrenze an der Basis der *nodosoides*-Zone (UC 6) mag unter Vorbehalt mit dem Einsetzen der Sedimentation im Santander-Raum korrelieren. Eine Sequenzgrenze an der Basis der *ornatissimum*-Zone, wie von GRÄFE (1994) gehalten (UC 7), kann im Arbeitsgebiet nicht erkannt werden. Die Sequenzgrenze an der Basis des Ober-Turon (UC 8, *deverianum/costellatus*-Zone von GRÄFE 1994, hier: *S. neptuni/R. deverianum*-AZ) liegt nahe der im Arbeitsgebiet erkannten Grenze (obere *deverianum*-Zone, oberstes Mittel-Turon). Ob der oben erläuterten Grauzonen bei der biostratigraphischen Auflösung erscheint es wahrscheinlich, daß diese Sequenzgrenzen korrelieren. Die in dieser Arbeit erkannten Sequenzgrenzen SB Tu 4 (oberste *neptuni/deverianum*-AZ) und SB Tu 5 (unterste *scupini/germani*-AZ) finden sich nicht in der GRÄFE'schen Gliederung. Im Gegenzug läßt sich die Sequenzgrenze UC 9 an der Wende Turon/Coniac im Arbeitsgebiet nicht erkennen. Allerdings läßt GRÄFE (1994) sein

Inferred sequence correlation between the Santander area and the Basco Cantabrian Basin						
GRÄFE (1994)			this work			
Lower Coniacian	<i>Cr. ernsti</i>	DS Co 1	?	DS Tu/Co	<i>Cr. deformis</i>	Lower Coniacian
	<i>Cr. schloenbachi</i>				<i>Cr. rotundatus</i>	
Upper Turonian	<i>P. germari</i>	DS Tu 3		DS Tu 4	<i>scupini / germani</i>	Upper Turonian
	<i>S. neptuni</i>				<i>incertus / neptuni</i>	
	<i>dever. / carolinum</i>				<i>neptuni / deverian.</i>	
Middle Turonian	<i>R. ornatissimum</i>	DS Tu 2		DS Tu 2	<i>R. deverianum</i>	Middle Turonian
	<i>C. woollgari</i> <i>R. inerme</i>				<i>R. ornatissimum</i> <i>R. kallesi</i>	
Lower Turonian	<i>W. munieri</i>	DS Tu 1		DS Tu 1	<i>K. turoniense</i>	Lower Turonian
	<i>L. fleuriausianum</i>				<i>M. nodosoides</i>	
	<i>L. discoidale</i> <i>Watinoceras</i> sp.				<i>W. devonense</i>	

Abb. 52: Bio- und sequenzstratigraphischer Korrelationsversuch zwischen dem Basko-Kantabrischen Becken (GRÄFE 1994) und dem Nordkantabrischen Becken.

Coniac mit *Cremnoceras schloenbachi* beginnen, einer Form, die gemeinhin nur aus der *deformis*-Zone und somit aus dem höheren Unter-Coniac bekannt ist (TRÖGER 1989). Mit diesem Hintergrund kann die Turon/Coniac-Sequenzgrenze mit der SB Co 1 des Arbeitsgebietes korrelieren. UC 10 liegt bereits an der Wende zum Ober-Coniac und somit nicht mehr im bearbeiteten Zeitraum

## 8.2 England

HANCOCK (1989) publizierte die erste Meeresspiegelkurve für die englische Kreide. Im Turon erkannte er einen markanten, transgressiven Peak in der *woollgari*-Zone und eine bedeutende Regression in der *neptuni*-Zone. Ähnlich wie die FLOQUET'sche Gliederung ist diese zu grob und kann daher nicht für einen Sequenzvergleich herangezogen werden. GALE (1996) lieferte eine erste, umfassende sequenzstratigraphische Gliederung des englischen Turon. Er erkannte im Turon vier sedimentäre Sequenzen, wobei die Basis der ersten Sequenz noch im Ober-Cenoman anzusiedeln ist (vgl. Abb. 53).

Im Arbeitsgebiet beginnt die Sedimentation erst in der obersten *devonense*-Zone. Da das obere Cenoman wie das unterste Turon fehlen, ist die Diskussion um die im Cenoman/Turon-Grenzbereich anzusiedelnde Sequenzgrenze hinfällig. Die MFZ der ersten Sequenz legt GALE (1996) an die Basis der *devonense*-Zone. Im Arbeitsgebiet liegt die MFZ jedoch erst deutlich in der *nodosoides*-Zone.

Die folgende, erste Sequenzgrenze (SB Tu 2) im Turon befindet sich in England in der höchsten *nodosoides*-Zone. Unterschiedliche Gliederungen in der borealen und intermediären Faunenprovinz verhindern einen unmittelbaren Vergleich der Sequenzen. Der hier aufgestellten Gliederung zufolge, läge die SB Tu 2 des Arbeitsgebietes in der *turonienne*-Zone und damit im Mittel-Turon. Im Sequenz- und Event-Vergleich mit Norddeutschland (vgl. Kap. 8.4) jedoch zeigt sich, daß das FAD von *Collignonicerias woollgari* im *Mytiloides subhercynicus/hercynicus*-Event vermutlich mit dem spanischen *turonienne*/*Mytiloides*-Event zusammenfällt. Damit läge die Sequenzgrenze oberhalb des *turonienne*/*Mytiloides*-Events durchaus in der stratigraphischen Grauzone, die in England zwischen dem LAD von *M. nodosoides* und dem FAD von *C. woollgari* besteht. Ein Hinweis darauf, daß die im Arbeitsgebiet erkannte SB Tu 2 an der Wende *nodosoides*/*turonienne*-Zone im borealen Sinne liegt, ist der Fund eines eindeutigen *M. nodosoides* aus Bielba, der aus den Sedimenten unmittelbar oberhalb der Sequenzgrenze entstammt. In diesem Rahmen erscheint eine Parallelisierung beider Ereignisse als biostratigraphisch vertretbar. Die in Abb. 53 gegebene, scheinbar diachrone Korrelation ist das Ergebnis unterschiedlicher Zonierungen und Grenzdefinitionen zwischen dem Arbeitsgebiet und England.

Die folgende TS liegt in England an der Wende *nodosoides*- zur *woollgari*-Zone und korreliert aller Wahrscheinlichkeit nach mit dem Top des *kalesi*-Events im Arbeitsgebiet. Biostratigraphisch wird diese Interpretation durch das Turnover in der Inoceramenassoziation bestätigt, mit dem die Inoceramen der Gruppe *Inoceramus* ex gr. *apicalis/cuvieriillamarcki* die *Mytiloides*-Fauna ablöst. Indirekte Bestätigung für diese Korrelation ergibt sich zudem aus dem Transgressionsverlauf der folgenden Sequenz: Mit einem sowohl in England als im Arbeitsgebiet erkennbaren, dramatischen Fazieswechsel erreicht der Meeresspiegel des Oberkreidemeeres in der mittleren *woollgari*- bzw. *ornatissimum*-Zone seinen ersten Höchststand (HANCOCK 1989, GALE 1996).

Der Ogborne Hartgrund im obersten Mittel-Turon (oberste *woollgari*-Zone) repräsentiert in England eine deutliche Sequenzgrenze. Von oberhalb dieser Grenze stammt der Fund eines *R. ornatissimum*, der die Sequenzgrenze als in der *ornatissimum*-Zone liegend auszeichnet. Damit ergibt sich keine Korrelation mit dem Arbeitsgebiet, in dem die nächste, folgende Sequenzgrenze in der mittleren

*deverianum*-Zone des höchsten Mittel-Turon liegt (SB Tu 3).

In England wird die TS mit dem Top des Pewsey Hartgrund (BROMLEY & GALE 1982) gezogen, der in dort das FAD von *Subprionocyclus neptuni* markiert und dessen liegende, bioturbate und zementierte Sedimente aller Voraussicht nach ein Zeitäquivalent des norddeutschen *costellatus/plana*-Events darstellen (s. o.). In diesem Sinne erlaubt die Eventkorrelation eine Parallelisierung des spanischen *deverianum*-Events mit dem Bereich des Pewsey Hartgrundes. Wird dieser Korrelation gefolgt (vgl. Kap. 7.4, Abb. 49), so ergibt sich für die TS bzw. den TST eine gute Korrelation mit England.

Die folgende Sequenzgrenze am Top des Fognam Farm Hartgrund fällt in die Mitte der *neptuni*-Zone und ob ihrer stratigraphischen Position unter Vorbehalten in das stratigraphische Niveau der SB Tu 4 des Arbeitsgebietes. Die TS des Hitchwood Hartgrundes markiert den Umschwung zur *normalis*-Zone, deren zeitliches Äquivalent (*scupinilgermari*-AZ) problemlos nach Nordspanien korreliert werden kann. In Spanien wird der Bereich des Faenumschwunges durch das *Micraster leskei* (groß)-Event sowie das FAD von *Prionocyclus germari* und *Mytiloides scupini* markiert. Eine Sequenzgrenze in der unteren *normalis*-Zone bzw. *scupinilgermari*-AZ wie im Arbeitsgebiet wurde in England jedoch nicht erkannt.

Eine weitere Sequenzgrenze wird im höchsten Ober-Turon mit einem Hartgrund deutlich unterhalb der Top Rock-Abfolge gezogen. Die folgende TS am Top des Top Rock markiert die Grenze zum Coniac, und ist durch einen Fund von *Forresteria petrocoriense* (COQUAND) datiert (GALE & WOODROOF 1981). Diese Sequenzgrenze im höchsten Ober-Turon kann im Arbeitsgebiet nicht erkannt werden. Jedoch sei zu bemerken, daß dieses Intervall in England ob fehlender Makrofauna biostratigraphisch schlecht datiert ist. Die Einstufung der Sedimente unterhalb des oberen Top Rock als Ober-Turon beruht auf einem umstrittenen Einzelfund einer *Forresteria petrocoriense*, die gemäß der gängigen stratigraphischen Gliederungsschemata (KENNEDY 1984, HANCOCK 1991) die unterste Ammonitenzone des Unter-Coniac markiert. Da es sich um einen Einzelfund handelt, ist eher unwahrscheinlich, daß dieser das tatsächliche FAD der Art markiert.

Die sedimentäre Entwicklung vom Top des Hitchwood Hartgrundes bis zum Top des Top Rocks zeichnet sich generell durch prograde "thickening up"-Zyklen aus (vgl. MORTIMORE 1986, GALE 1996), deren Dachbänke durch einen



ins Hangende sukzessiv stärker zementierten Hartgrund gebildet werden. In diesem Sinne gleicht die Entwicklung der in der norddeutschen "Grau-Weißen-Wechselfolge" (ERNST et al. 1983, FRIEG et al. 1989) sowie ihres Zeitäquivalentes im Arbeitsgebiet, das vom *Micraster leskei* (groß-)Event bis zur SB Co 1 reicht und sich ebenfalls durch eine zyklische und prinzipiell prograde Entwicklung auszeichnet. Innerhalb eines lithostratigraphischen Korrelationsgerüsts deutet sich in diesem Kontext an, daß die von GALE (1996) vorgeschlagene Turon/Coniac-Grenze unter Umständen bereits deutlich im Unter-Coniac liegt. Wird dieser Interpretation gefolgt, läge die Sequenzgrenze an der Basis des Top Rocks bereits im Unter-Coniac und harmonierte in ihrer stratigraphischen Position mit der in Niedersachsen, Westfalen oder Spanien vorgefundenen Situation. Dies bleibt jedoch spekulativ, bis neuere Daten aus dem entsprechenden Intervall vorliegen.

### 8.3 Frankreich

Die sequenzstratigraphische Gliederung turoner Sedimente geht im wesentlichen auf JUIGNET & LOUAIL (1987) und JUIGNET & BRETON (1992, 1994) zurück.

JUIGNET & BRETON (1992, 1994) erkannten im französischen Teil des Anglo-Pariser Beckens (Abb. 45) eine markante Sequenzgrenze in der oberen *Metoicoceras geslinianum*-Zone (Ober-Cenoman). Die folgende Sequenz reicht bis in die mittlere *woollgari*-Zone des Mittel-Turon. GALE (1996) konnte innerhalb dieses Intervalls eine

weitere Sequenz erkennen, die von der *geslinianum*-Zone bis in die basale *nodosoides*-Zone reicht. Die von JUIGNET & BRETON (1994: S. 75, Abb. 24) dargestellte sequenzstratigraphische Gliederung neben einer Profilsäule zeigt, daß sie an der Wende *nodosoides* zur *woollgari*-Zone mit einem Hartgrund (HG Fagnet) eine "maximum flooding surface" ziehen.

Dieses Niveau mit dem Übergang von knolligen Kalken zu Coccolithenkalken kann in England ebenfalls erkannt werden und wird von GALE (1996) als markante TS interpretiert, die einen SMW vom TST trennt. JUIGNET & BRETON (1994) lehnen ihre Interpretation des Fagnet-Hartgrundes offensichtlich an das klassische Modell der Sequenzstratigraphie von VAIL et al. (1977) an, das zu Zeiten maximaler Überflutung der Schelfe ein an Sedimenten verhungertes Becken prognostiziert, in dem es zu Kondensation und Hartgrundbildung kommt. GALE (1996) legt hingegen, mit einigen Modifikationen, bei seiner Interpretation das HANCOCK-Modell (HANCOCK 1989) zugrunde, das die maximale Hartgrundbildung in den Bereich des sogenannten "regressive trough" legt. Dem Kontakt Hartgrund/Überlager kommt dabei die Bedeutung einer transgressive surface (TS) zu. Die von HANCOCK (1989) geführte Argumentation erklärt die im englischen Chalk auftretenden Sedimentationsmuster glaubwürdig und läßt sich auch innerhalb gewisser Grenzen auf die Calci-sphärogesteine des Turon Norddeutschlands (Westfalen, Niedersachsen, Sachsen-Anhalt) anwenden. Da an dieser Stelle ebenfalls das HANCOCK-Modell als überzeugend empfunden

substage	region bio- stratigraphy	southern England GALE (1996)	Westphalia (comp. after literat.)	Lower Saxony ERNST & WOOD (1995)	Saxony-Anhalt HORNA & WEISE (1997)	Cantabria this work	region bio- stratigraphy	substage
Lower Coniacian	<i>F. petrocoriense</i>	DS Co 1	DS TuCo	DS TuCo	not exposed DS TuCo	DS TuCo	<i>Cr. deformis</i>	Lower Coniacian
Upper Turonian	<i>S. normalis</i>	DS Tu 4	DS Tu 4	DS Tu 5	DS Tu 4	DS Tu 4	<i>scupini / germari</i>	Upper Turonian
	<i>S. neptuni</i>						<i>incertus / neptuni</i>	
Middle Turonian	<i>C. woollgari</i>	DS Tu 3	DS Tu 3	DS Tu 4	DS Tu 3	DS Tu 3	<i>neptuni / deverian.</i>	Middle Turonian
				DS Tu 3			<i>R. deverianum</i>	
				DS Tu 2			<i>R. ornatissimum</i>	
Lower Turonian	<i>M. nodosoides</i>	DS Tu 2	DS Tu 2	DS Tu 2	not investigated	DS Tu 2	<i>R. kallesi</i>	Lower Turonian
	<i>W. devonense</i>						<i>K. turoniense</i>	
							<i>M. nodosoides</i>	
						DS Tu 1	no data	
comparison of cycle charts from southern England, northern Germany (Westphalia, Lower Saxony, Saxony-Anhalt) with that from northern Cantabria								
note: the high Mid-Turonian sequence boundary appears to be correlated strongly diachronous. This is due to different biostratigraphic frameworks. Where biostratigraphic subdivisions are well calibrated or based on the same organisms (comp. Upper Turonian), the quality of lateral control increases								

Abb. 53: Versuch einer Sequenzkorrelation zwischen Süd-England, Deutschland (Westfalen, Niedersachsen, Sachsen-Anhalt) und dem Arbeitsgebiet in Kantabrien (Spanien).

wird (vgl. ERNST et al. 1996), bedeutet dies im Rahmen des hier erbrachten Vergleichs, daß die Interpretation von JUIGNET & BRETON (1994) überdacht werden könnte. Sinnvoller erscheint in der Tat eine Korrelation des Fagnet HG mit der TS, die GALE (1996) in der obersten *nodosoides*-Zone erkennt.

Im mittleren Mittel-Turon markiert der Hartgrund HG Tilleul 1 eine weitere Sequenzgrenze. Das Intervall zum kurz darüber folgenden HG Tilleul 2 wird als SMW interpretiert. Diese Hartgründe lassen sich mit hoher Wahrscheinlichkeit mit dem Ogborne Hartgrund im obersten Mittel-Turon bzw. dem Pewsey Hartgrund im Bereich der Mittel/Ober-Turon-Grenze aus Südengland korrelieren (GALE 1996). Dies bedeutet gleichermaßen, daß der HG Tilleul 1 die TS der neuen Sequenz markiert, die in England ungefähr die Basis des Ober-Turon kennzeichnet (GALE 1996). Die von JUIGNET & BRETON (1994) erbrachte Einstufung in die mittlere *woollgari*-Zone ist somit deutlich zu tief. Innerhalb der modifizierten stratigraphischen Einstufung ergibt sich eine passable Korrelation der TS mit England und dem Arbeitsgebiet.

Nunmehr in der höheren *neptuni*-Zone, kommt es mit dem HG Senneville 1 zu einer weiteren Sequenzgrenze. Die Tatsache, daß aus dem unmittelbar folgenden HG Senneville 2 die für das *Hyphantoceras*-Event typische *reussianum*-Fauna beschrieben wurde (*Subprionocyclus neptuni*, *Scaphites geinitzi*, *Eubostriochoceras saxonicum*, *Lewesiceras mantelli*), legt die biostratigraphisch abgesicherte Korrelation des HG Senneville 2 mit dem englischen Hitchwood HG und dem norddeutschen *Hyphantoceras*-Event nahe. Der lithostratigraphische Zusammenhang impliziert als eine Korrelation des Fognam Farm Hartgrund mit dem HG Senneville 1. Diese Sequenzgrenze in der mittleren *neptuni*-Zone korreliert gut mit der SB Tu 4 im Arbeitsgebiet. Signifikant für den Bereich oberhalb der TS ist das abundante Auftreten von *Micraster leskei*, das in gleicher Position in England, Frankreich und Spanien erkennbar ist.

Im obersten Ober-Turon erkennen JUIGNET & BRETON (1994) im Bereich ihres HG Eletot eine weitere Sequenzgrenze. Ob fehlender biostratigraphischer Rahmendaten kann nicht geklärt werden, inwieweit dieses Ereignis im Arbeitsgebiet erkennbar ist. Die Literatur gibt es keinen Hinweis darauf, wie dieses Intervall nach England zu korrelieren sei.

Bei dem von MORTIMORE & POMEROL (1987) nach England korrelierten Elletot HG handelt es

sich um den fälschlich bezeichneten Senneville 2 Hartgrund (JUIGNET & BRETON 1994).

#### 8.4 NW-Deutschland (Westfalen, Niedersachsen, Sachsen-Anhalt)

Für Niedersachsen (NW-Deutschland) lieferten erstmals ERNST & WOOD (1995) eine Übersicht über die sequenzstratigraphische Gliederung des Zeitraumes Cenoman bis Unter-Coniac. HORNA & WIESE (1997) ergänzten eine sequenzstratigraphische Gliederung des Ober-Turon von Hoppenstedt (Subherzyna Kreidemulde, Sachsen-Anhalt).

Die biostratigraphische Unterteilung des norddeutschen Turon und Unter-Coniac erfolgt mit Inoceramen (ERNST et al. 1983, TRÖGER 1989). KAPLAN (1986) und KAPLAN & KENNEDY (1994) konnten in Westfalen diese Gliederung einer Ammonitenzonierung anpassen, der hier (Abb. 53) aus praktischen Gründen gefolgt wird.

Wie auch in England, befindet sich eine Sequenzgrenze an der Wende Cenoman/Turon. Diese korreliert möglicherweise mit der von GALE erkannten (1996) (vgl. Kap. 8.2). Im Arbeitsgebiet fällt dieses Zeitintervall in eine Schichtlücke. Eine zweite Sequenzgrenze wird in Niedersachsen an die Basis der "Weißen Grenzbank" gelegt, einem übergreifenden Litho-Marker, der von Sachsen-Anhalt (HORNA 1995) über Niedersachsen und Westfalen nach England (C.J. WOOD, pers. Mitt.) korreliert werden kann. In Schwellenposition überlagert die Weiße Grenzbank die sogenannten unteren Rotpläner, eine flachmarine, durch Aufarbeitung und periodische Schüttungsereignisse dominierte Fazies (KOTT 1985, HILBRECHT & DAHMER 1994). In vollständigeren Profilen (Baddeckenstedt, ERNST & WOOD 1995: S. 54, Abb. 2.1) wird der Bereich unterhalb der weißen Grenzbank und der Sequenzgrenze durch eine für den späten HST typische prograde "thickening up"-Zyklik markiert.

In den vollständigeren Profilen Westfalens kommt es am Top dieser Entwicklung zu einem Massenaufreten von *Mytiloides subhercynicus* und *My. hercynicus* (*hercynicus*-Event), das gleichzeitig die Grenze zum Mittel-Turon markiert (ERNST et al. 1983, KAPLAN 1986). Darüber schaltet sich z. B. in dem mächtigen Beckenprofil von Hilter/Hankenberge (NEUWEILER & BOLLMANN 1991), zwischen dem *subhercynicus*-Event (entspricht dem niedersächsischen *hercynicus*-Event) im Liegenden und der "Weißen Grenzbank" im Hangenden, der turbiditische "*subhercynicus* Kalkarenit" ein, der ob seines allochthonen Charakters mit seiner Basis das Niveau der Sequenzgrenze markieren sollte. In diesem Zusammenhang ergibt

sich eine sehr gute sequentielle Korrelation ins Arbeitsgebiet, wobei das *hercynicus*-Event vermutlich mit dem *turonense/Mytiloides*-Event korreliert (Kap. 7.2), die beide im späten HST liegen. Die in Tagle anstehenden Turbidite (Abb. 24) entsprechen in ihrer sequentiellen Bedeutung dem "subhercynicus Kalkarenit". Da die "Weiße Grenzbank" reliefübergreifend ausgeglichene Sedimentation markiert, kommt ihr möglicherweise die Bedeutung einer MFZ zu, wie die bisher nicht publizierten Arbeitsergebnisse der Arbeitsgruppen AG ERNST, Berlin, und AG TRÖGER, Freiberg, andeuten. Diese kann im Arbeitsgebiet nicht in dieser Form erkannt werden.

Die SB Tu 3 wird mit dem Top der "Oberen Rotpläner" im höheren Mittel-Turon (oberste *woollgari*-Zone) gezogen. In der Tat setzen in diesem Intervall in den Profilen um Söhlde (Lesser Mulde, Niedersachsen) Allochthonite (Slumps, Klastenlagen, Debrite) ein, die nach eigenen Geländebeobachtungen im Bereich des *costellatus/plana*-Events (Basis Ober-Turon) wieder vorzugsweise in autochthone Sedimentation übergehen. In Westfalen (Hilter/Hankenberge) treten unterhalb des *costellatus/plana*-Events turbiditische Schüttungen (*costellatus/plana*-Kalkarenit *sensu* BOLLMANN 1990) auf. Damit kann in NW-Deutschland die im sequenzstratigraphischen Sinne lehrbuchhafte Abfolge von Sequenzgrenze - Lowstand Sedimente (LSF, LST) - TST erkannt werden. In diesem Sinne kann die von ERNST & WOOD (1995) zwischen dem Top der oberen Rotpläner und der Basis des *costellatus/plana*-Events ausgegrenzte Sequenz nicht nachvollzogen werden (Abb. 53). Die Geländebefunde ergeben dafür keine Anhaltspunkte, vielmehr entspricht diese "Sequenz" einer Abfolge allochthoner Schichten des LST. Die Sequenzgrenze liegt, wie auch in England (Ogborne Hartgrund) und im Arbeitsgebiet, in dem ebenfalls Allochthonite den Grenzbereich markieren (Liencrees/Arnia-Bereich), deutlich im höheren Mittel-Turon. Auch in den siliziklastischen Abfolgen am Rande des Böhmisches Massivs in Sachsen, kann dieses Ereignis klar erkannt werden (TRÖGER & VOIGT 1995, vgl. Kap. 8.5).

Die SB Tu 4 im Arbeitsgebiet entspricht in ihrer stratigraphischen Position einer Sequenzgrenze an der Basis des *Hyphantoceras*-Events in Niedersachsen oder Westfalen, angezeigt durch vermehrte Aufarbeitung, kleinere Rinnenfüllungen und Turbidite (BOLLMANN 1990, APPFEL 1993, ERNST & WOOD 1995). In Söhlde ist diese Sequenzgrenze besonders markant ausgebildet: Dort fehlt der gesamte Bereich des *Hyphantoceras*-Events und die Sedimentation setzt erst

wieder mit den deutlich transgressiven Sedimenten unterhalb der *Micraster*-Mergel ein (VOIGT & HILBRECHT 1997).

Es bleibt zunächst jedoch völlig offen, ob die in England (Fognam Farm Hartgrund), NW-Deutschland und Spanien erkannten Sequenzgrenzen in ihrer exakten Position wirklich korrelieren, da die biostratigraphische Auflösung in diesem Intervall nicht hoch genug ist. Ein hochauflösendes, tephrostratigraphisches Korrelationsschema ist jedoch z.Zt. in Arbeit (D. WRAY, University of Greenwich & C.J. WOOD, Croydon), mit dem dieses Problem gelöst werden soll.

Eine weitere Sequenzgrenze wird von ERNST & WOOD (1996) mit dem *Micraster*-Event (untere *normalis*- bzw. *scupini*-Zone) gezogen. Neuere Ergebnisse (KRÖGER 1996, HORNA & WIESE 1997) jedoch zeigen, daß das *Micraster*-Event einem Intervall von maximalem "coastal onlap" und somit einer MFZ entspricht. Die folgende Sequenzgrenze kann deutlich oberhalb des Eventbündels Tuff T<sub>F</sub>/*Micraster*-Event lokalisiert werden, wo massive, flachermarine Calcisphärogesteine mit einer proximalen Ammonitenfauna (HORNA & WIESE 1997) einsetzen und lokal sogar Hartgründe entstehen. Biostratigraphisch kann diese Entwicklung leicht mit dem Einsetzen der flachmarinen Glaukonitfazies des Soester Grünsandes am Rande der Rheinischen Masse (Lippstädter Gewölbe, südliches Münsterland) bzw. der turbiditischen Rothenfelder Grünsande im Teutoburger Wald (Lippisch-Westfälische Schwelle, östliches Münsterland) korreliert werden, deren Basis nach KAPLAN & BEST (1984), KAPLAN (1994) oder WRAY et al. (1995) in der basalen *germari*-Zone *sensu* KAPLAN & KENNEDY (1994) deutlich oberhalb der *Micraster*-Mergel liegt. In diesem Kontext kann diese Sequenzgrenze sicher nach Spanien korreliert werden (SB Tu 5) und liegt dort über dem, als stratigraphisches Äquivalent zu den *Micraster*-Mergeln verstandenen *Sternotaxis plana*-Event (vgl. Kap. 7.8).

Die folgende DS Tu/Co kulminiert in den *Micraster*-reichen Kalksteinen der niedersächsischen "Oberen Kalksteineinheit" (WOOD et al. 1984) des späten HST (*deformis*-Zone), deren stratigraphisches und lithologisches Äquivalent die *Micraster*-Kalke des Arbeitsgebietes (*deformis*-Zone) darstellen. Der Übergang zum "Emscher" entspricht der im Arbeitsgebiet erkannten SB Co 1.

Inferred sequence correlation between the Santander area and Saxony (SE Germany)						
VOIGT (1994), TRÖGER & VOIGT (1995)			this work			
Lower Coniacian	<i>F. petrocoriense</i>	DS Co 1		DS Tu/Co	<i>Cr. deformis</i>	Lower Coniacian
					<i>Cr. rotundatus</i>	
Upper Turonian	<i>S. neptuni</i>	DS Tu/Co		DS Tu 4	<i>scupini / germani</i>	Upper Turonian
				DS Tu 3	<i>incertus / neptuni</i>	
					<i>neptuni / deverian.</i>	
Middle Turonian	<i>C. woollgari</i>	DS Tu 4		DS Tu 2	<i>R. deverianum</i>	Middle Turonian
		DS Tu 3			<i>R. ornatissimum</i>	
		DS Tu 2			<i>R. kallesi</i>	
					<i>K. turoniense</i>	
Lower Turonian	<i>M. nodosoides</i>	DS Tu 1		DS Tu 1	<i>M. nodosoides</i>	Lower Turonian
	<i>W. coloradoense</i>				<i>W. devonense</i>	

Abb. 54: Bio- und sequenzstratigraphischer Korrelationsversuch zwischen der Sächsischen Kreide (VOIGT 1994, TRÖGER & VOIGT 1995) und dem Nordkantabrischen Becken.

### 8.5 SE-Deutschland (Sachsen)

Eine detaillierte Bearbeitung der sächsischen Elbtalkreide erfolgte jüngst durch VOIGT (1994). Eine Übersicht wurde von TRÖGER & VOIGT (1995) gegeben (vgl. Abb 54).

Wie zuvor schon aus England und NW-Deutschland beschrieben, liegt auch in Sachsen an der Wende Cenoman/Turon eine markante Sequenzgrenze, die mit einer deutlichen Schichtlücke einhergeht. Die folgende Sequenzgrenze liegt im Grenzbereich Unter/Mittel-Turon. Laut TRÖGER & VOIGT (1995: S. 263, Abb. 4) ist diese Grenze mit einem Hiatus behaftet, dem TRÖGERS Inoceramenzonen 9-12 zum Opfer fallen. Dieses Intervall entspricht stratigraphisch etwa der Schichtlücke unterhalb der "Weißen Grenzbank". Damit kann die SB Tu 2 mit hoher Wahrscheinlichkeit aus dem Arbeitsgebiet heraus von England über Westfalen, Niedersachsen und Sachsen-Anhalt nach Sachsen korreliert werden. Von besonderem Interesse ist die Tatsache, daß in Sachsen ein bedeutsames Flutungseignis mit der Basis der Inoceramenzone 13 (untere *woollgari*-Zone) einsetzt. Da das Top der *kallesi*-Zone in Spanien ob seiner Fauna als der Inoceramenzone 12 zugehörig interpretiert wird, kann die Korrelation der in Spanien erkannten TS am Top der *kallesi*-Zone mit dem sächsischen Flutungseignis diskutiert werden.

Im Mittel-Turon erkennt VOIGT (1994) drei "3rd order cycles", die im Arbeitsgebiet durch eine Sequenz repräsentiert werden. Wie in England, NW-Deutschland und im Arbeitsgebiet, tritt im obersten Mittel-Turon auch in Sachsen eine

bedeutende Sequenzgrenze auf, die mit den obigen Regionen korreliert werden kann. Die mit ihr assoziierte Schichtlücke umfaßt die gesamte DS Tu 3 des Arbeitsgebietes. Erst mit dem *Hyphantoceras*-Event setzt die Sedimentation in Sachsen wieder ein. Der folgende Zyklus reicht bis ins Unter-Coniac, ein weiterer Zyklus reicht vom unteren Coniac bis ins höhere Unter-Coniac.

Stratigraphische Irritationen bestehen hinsichtlich der von TRÖGER & VOIGT (1995: S. 263, Abb. 4) gegebenen Sequenzübersicht, da dort ein nicht näher definiertes *Didymotis*-Event bereits deutlich ins Unter-Coniac fällt. Alle bisher gut datierten *Didymotis*-Events Niedersachsens und Spaniens liegen entweder im höheren Ober-Turon oder unmittelbar an der Turon/Coniac-Grenze (WOOD et al. 1984). Im laufenden Text jedoch werden beide erwähnten *Didymotis*-Events wie in Niedersachsen (WOOD et al. 1984) und Spanien (KÜCH-

LER & ERNST 1989, WILMSEN et al. 1996) dem Ober-Turon bzw. der Turon/Coniac-Grenze zugeschlagen. In diesem Sinne harmonieren die Abbildungen und der Text nicht, und dezidierte Aussagen sind daher nicht möglich.

### 8.6. Tunesien

ROBASZYNSKI et al. (1990) erkannten im Turon der Kalaat-Senan-Umgegend vier "3rd order cycles" (Abb. 55). Eine erste, den Cenoman/Turon-Grenzbereich querende und bis in die unterste *nodosoides*-Zone reichende Sequenz fällt im Arbeitsgebiet einer Schichtlücke zum Opfer. Die folgende Sequenzgrenze in der untersten *nodosoides*-Zone mag in ihrer Position mit dem Wiedereinsetzen der Sedimentation im Arbeitsgebiet korrelieren (SB Tu 1), wenn auch dort die biostratigraphischen Rahmendaten schwach sind. Die Sequenz reicht laut ROBASYNSKI et al. (1990) bis in die höchste *kallesi*-Zone und soll in ihrer stratigraphischen Position mit der von HAQ et al. (1987) (vgl. Abb. 56) in gleicher Lage korrelieren. Diese von ROBASYNSKI et al. (1990: S. 375, Abb. 34) gegebene Sequenzkorrelation scheint inkorrekt, da sie im Widerspruch zu den dort erarbeiteten Ergebnissen steht: Auf einer Profildarstellung mit sequentieller Interpretation ohne Biozonierung (ROBASZYNSKI et al. 1990: S. 258, Abb. 10), wird eine Sequenzgrenze ungefähr mit der Schicht HM 283 angegeben. Wird die Position dieser Sequenzgrenze jedoch

innerhalb des dort präsentierten biostratigraphischen Rahmens betrachtet (ROBASZYNSKI et al. 1990: S. 261, Abb. 11), so liegt sie bereits ca. 55 m innerhalb des *Coilopoceras*-Intervalls, das von obigen Autoren in gleicher Arbeit mit der französischen *Romaniceras ornatisimum*-Zone korreliert wird. In dieser Position kann weder im Arbeitsgebiet noch in einem der Vergleichsgebiete eine Sequenzgrenze erkannt werden.

Die folgende Sequenzgrenze liegt an der Basis der *deverianum*-Zone. Eine geringe biostratigraphische Unschärfe aufgrund von Sammlungs- oder Dokumentationslücken vorausgesetzt, korreliert die Grenze mit der SB Tu 3 des Arbeitsgebietes und kann in allen Vergleichsgebieten erkannt werden.

Eine weitere Sequenzgrenze wird im höchsten Ober-Turon im *Prionocyclus*-Intervall gezogen. Die biostratigraphischen Rahmendaten lassen einen Vergleich mit dem Arbeitsgebiet nicht zu.

Die Korrelation mit Tunesien ist nicht befriedigend. Während zwar die Sequenzgrenzen in der *nodosoides*- oder Basis *deverianum*-Zone markante und korrelierbare Ereignisse sind, stimmt doch die Position und Anzahl der Sequenzen nicht überein. Darüber hinaus stehen offensichtlich Geländedaten und Interpretation im Widerspruch zueinander.

### 8.7. "Global Cycle Chart"

Die Unstimmigkeiten in den stratigraphischen Gliederungen der EXXON-Gruppe machen eine detaillierte Sequenzkorrelation schwierig. Dennoch ergeben sich zumindest zwei Übereinstimmungen (Abb. 56). Die SB Tu 2 des Arbeitsgebietes korreliert vermutlich mit der von HAQ et al. (1987) in der höheren *turonienne*-Zone erkannten Sequenzgrenze (91 my SB). Die Sequenzgrenze an der Basis der *ornatissimum*-Zone (90,5 my SB), vermutlich auch von GRÄFE (1994) erkannt, ist im Arbeitsgebiet nicht nachvollziehbar. In dieser stratigraphischen Position tritt eine TS auf. Die markante Sequenzgrenze in der höchsten *woollgari*-Zone bzw. an der Wende zur *deverianum*-Zone stellt ein, in allen Vergleichsgebieten erkennbares Ereignis dar, das auch in der EXXON-Kurve Eingang findet. Die SB Co 1 des Arbeitsgebietes im höchsten Unter-Coniac liegt im

Inferred sequence correlation between the Santander area and the Kaalat Senan area of Tunisia						
ROBASZYNSKI et al. (1990)			this work			
Lower Coniacian	<i>F. petrocoriense</i>	DS Tu/Co			<i>Cr. deformis</i>	Lower Coniacian
				DS Tu/Co	<i>Cr. rotundatus</i>	
Upper Turonian	<i>Prionocyc. sp.</i>				<i>scupini</i> / <i>germani</i>	Upper Turonian
	<i>R. deverianum</i>	DS Tu 3		DS Tu 4	<i>incertus</i> / <i>neptuni</i>	
					DS Tu 3	
Middle Turon.	<i>Coilopoceras sp.</i>	DS Tu 2	?		<i>R. deverianum</i>	Middle Turonian
	<i>R. kallesi</i>			DS Tu 2	<i>R. ornatissimum</i>	
	<i>K. turoniense</i>	DS Tu 1			<i>R. kallesi</i>	
Lower Turonian	<i>M. nodosoides</i>			DS Tu 1	<i>K. turoniense</i>	Lower Turonian
	<i>Choffaticeras sp.</i>				<i>M. nodosoides</i>	
	<i>P. flexuosum</i> no data	DS Ca/Tu			<i>W. devonense</i>	

Abb. 55: Bio- und sequenzstratigraphischer Korrelationsversuch zwischen der Kaalat Senan Umgegend Tunesiens (ROBASZYNSKI et al. 1990) und dem Norkantabrischen Becken.

Vergleich zu der der EXXON-Gruppe (*margae*-Zone, unteres Ober-Coniac *sensu* HAQ et al. 1987, unteres Mittel-Coniac *sensu* KAPLAN & KENNEDY 1994) zu niedrig.

Seit Einführung der Sequenzstratigraphie durch VAIL et al. (1977) wurde diese Methode zunehmend als ultimative Lösung stratigraphischer Gliederungsprobleme propagiert, da die als weltweit isochron interpretierten Sedimentationszyklen ("third order cycles") eine stratigraphische Gliederung und Einbindung leitfossilfreier Einheiten in ein weltweit anwendbares Bezugssystem versprochen. Jedoch wurde die Methodik der sedimentologischen wie seismischen Interpretationen wiederholt kritisiert (KENDALL & LERCHE 1988, MIAL 1991, CARTWRIGHT et al. 1993). HANCOCK (1993) wies darauf hin, daß ein großes Problem die Datenkontrolle sei, da die EXXON-Gruppe an keiner Stelle auf die Herkunft ihrer Ergebnisse verweist (vgl. MIAL 1986, 1991, 1992), und er stellte Schwachpunkte und zahlreiche Unstimmigkeiten des Modells dar. In stratigraphischer Hinsicht bezog er sich vorzugsweise auf das Valangin, Apt, Cenoman, Campan und Maastricht. Daher soll an dieser Stelle die turone Gliederung kommentiert werden.

Die Ammonitenzonierung von HAQ et al. (1977) für den borealen Bereich orientiert sich an den für Nordeuropa erstellten Gliederungen von KENNEDY (1984) und HANCOCK (1991). Obwohl diese den Anspruch hat, global gültig zu sein, werden die amerikanischen Zonierungen des nördlichen und

südlichen Western Interior (vgl. COBBAN 1984, KENNEDY 1988, HANCOCK et al. 1993) ignoriert.

Im Unter-Turon halten HAQ et al. (1987) im tethyalen Raum die *devonense*- und *nodosoides*-Zone aus. Erstere kann z. B. auf dem südlichen Schelf der Tethys (Nordafrika) nicht erkannt werden.

In Tunesien beispielsweise (vgl. ROBASZYNSKI et al. 1990, CHANCELLOR et al. 1994) erfolgte die Gliederung des unteren Unter-Turon durch eine basale *Pseudaspidoceras flexuosum* und eine folgende *Choffaticeras* sp.- bzw. *Thomasites* sp.-Zone (Abb. 46). Im hohen Unter-Turon wird dort in der Tat eine *nodosoides*-Zone erkannt.

In Israel hingegen, das nun zweifellos dem Tethyal angehört ist, kann das gesamte Unter-Turon nur

werden, da die dort verwendete Abfolge von Index-Ammoniten nicht oder nur teilweise auftritt. Darüber hinaus ist die Korrelation der *turoniense*-, *kalesi*-, *ornatissimum*- und *deverianum*-Zone mit der gesamten *woollgari*-Zone simplifiziert und mißachtet die feinstratigraphischen Korrelationsprobleme, wie oben andiskutiert, völlig. Weiterhin nimmt soll die mittelturone *woollgari*-Zone nahezu zwei Drittel des Turon einnehmen und läßt den drei verbleibenden Zonen (*devonense*-, *nodosoides*-, *neptuni*-Zone) ein Drittel - ein Ergebnis des Versuches, erstere mit den vier "tethyalen"-Zonen zu korrelieren (vgl. HANCOCK 1993). Diese Darstellung steht im Gegensatz zu Beobachtungen aus dem Arbeitsgebiet, in dem die Dauer des Ober-Turon mindestens der des Mittel-Turon entspricht. In diesem Sinne ist diese vereinfachende

Inferred correlation of the "global" cycle chart of HAQ et al. (1988) with that of the Santander area							
HAQ et al. (1988)			this work				
Lower Coniacian	<i>P. tridorsatum</i>	DS Tu/Co	?	DS Tu/Co	<i>Cr. deformis</i>	Lower Coniacian	
	<i>F. petroconense</i>				<i>Cr. rotundatus</i>		
Upper Turonian	<i>S. normalis</i>			DS Tu 4	DS Tu 3	<i>scupini / germari</i>	Upper Turonian
	<i>S. neptuni</i>					<i>incertus / neptuni</i>	
Middle Turonian	<i>R. deverianum</i>			DS Tu 2	DS Tu 2	<i>neptuni / deverianum</i>	Middle Turonian
	<i>R. ornatissimum</i>					<i>R. deverianum</i>	
	<i>R. kalesi</i>			<i>R. ornatissimum</i>			
	<i>K. turoniense</i>			<i>R. kalesi</i>			
Lower Turonian	<i>M. nodosoides</i>			DS Ce/Tu	DS Tu 1	<i>K. turoniense</i>	Lower Turonian
	<i>W. devonense</i>					<i>M. nodosoides</i>	
					<i>W. devonense</i>		

Abb. 56: Vergleich der "global cycle chart" von HAQ et al (1987) mit den Daten aus dem Nordkantabrischen Becken.

mit Vascoceratiden gegliedert werden (FREUND & RAAB 1969, LEWY & RAAB 1976, LEWY et al. 1984) und zeigt somit eine Bindung an die Zonierungen der "South Temperate Realm" *sensu* KAUFFMAN 1973 (z. B. Nigerias, vgl. MEISTER 1989, MEISTER et al. 1992, MEISTER et al. 1994).

Im Mittel-Turon wurde von HAQ et al. (1987) offensichtlich die französische Gliederung für den tethyalen Raum (Abb. 46) übernommen. Dies mutet merkwürdig an, gehört doch Frankreich nach KAUFFMAN (1973) in die "North European Province" der "Boreal Realm" und auch das Arbeitsgebiet kann keinesfalls dem Tethyal zugeordnet werden (ERNST et al. 1996). In den Circum-Mediterranen Gebieten der Tethys hingegen kann diese Zonierung nicht angewandt

Korrelation sehr suggestiv und eher schädlich denn hilfreich.

Im Ober-Turon kann die Zone des *S. neptuni* im tethyalen Raum nicht erkannt werden.

Im Zusammenhang mit obigen Ausführungen drängt sich der starke Verdacht auf, daß zumindest für das Turon die in der "global cycle chart" aus der Literatur zusammengestellten, biostratigraphischen Gliederungen eine unzulässige und wenig hilfreiche Simplifizierung und Vermischung regionaler Schemata darstellen, die darüber hinaus z. T. Regionen zugeordnet werden, in denen sie nicht verwendet werden. Zudem bleibt der Datensatz im Verborgenen, anhand dessen die Sequenzen erarbeitet wurden.

Somit besteht, streng genommen, keine nachvollziehbare Datenbasis, die eine Verwendung der "global cycle chart" rechtfertigt. Die Daten, die kontrollierbar sind (biostratigraphische Gliederung), sind anfechtbar. In diesem Kontext scheint es eher unverständlich, warum diese Meeresspiegelkurve weiterhin in zahlreichen Publikationen als Standard auftaucht.

Es wird daher an dieser Stelle empfohlen, die "global cycle chart" von HAQ et al. (1977) nicht mehr als Referenztafel zu verwenden.

## 9. Abschlußbetrachtung

### 9.1 Lithologie

Im Arbeitsgebiet können proximale und distale Environments repräsentierende Faziesseinheiten erkannt werden, deren Habiti sich in der Zeit ändern. Die Bewertung der Litho-, Bio- und Ichnofazies sowie der Mächtigkeitsverteilung zeigt, daß das Arbeitsgebiet insgesamt als ein Becken verstanden werden kann, das einem nach Osten geöffneten, liegenden Hufeisen gleicht und dessen Achse nach Osten abtauchte. Die Begrenzung nach Süden stellt der Cabuerniga Rücken dar, im Norden ist es das Liencres Hoch. Beide Hochgebiete finden ihre direkte Verlängerung in der asturianischen Kreide. In diesem Sinne geht auch das NKB vermutlich bei progressiver Verflachung in die Asturianischen Kreide über.

Im Unter- bis unterem Ober-Turon (Top *deverianum*-Event) wird das proximale Environment der Schwellenregionen durch extrem fossilreiche und glaukonitische Sedimente gebildet, die unterschiedliche Mergelführung oder *Thalassinoides*-Bioturbation aufweisen können (Bielba, Ria La Rabia, Tagle). Die eher distalen Beckenbereiche noch innerhalb des NCB werden durch Kalk/Mergel-Wechselfolgen repräsentiert, deren Siltführung nach Osten abnimmt.

Ab der *kalesi*-Zone wird dieses Bild insofern verkompliziert, als daß beginnende Reliefbelebung zur Bildung von schwellenparallelen Senkungsgebieten führt, in denen Turbidite oder dunkle Mergel akkumulieren (Bereich Liencres/Arnia). Wird die Rio Miera-Flexur gequert, so finden sich am westlichsten Rand des BKB distale Kalk/Mergel-Zyklen, die faziell wenig Anbindung an das NCB Becken zeigen (Langre).

Im Ober-Turon wird die proximale Fazies am Rande des Liencres Hoch (Tagle, Liencres, Arnia)

durch dickbankige *Thalassinoides*-Knollenkalke gebildet, deren Knolligkeit nach Osten bei gleichzeitiger Zunahme der Mergelführung abnimmt und somit steigende Distalität dokumentiert.

Im Großraum Santander schließt sich südlich des Liencres Hoch ein Gürtel monotoner Mergel an, der in einem Bereich verstärkter Subsidenz zwischen dem Cabuerniga Rücken und den nördlichen Strukturen abgelagert wird. Dieser streicht nach Westen aus und kann im asturianischen Grenzgebiet (Molleda, Bielba) nicht mehr erkannt werden.

Mit der DS Tu 4 setzt im gesamten Arbeitsgebiet eine übergreifende, wohlgebankte Kalk/Mergel-Wechselfolge ein. Nach Osten entwickelt sich mit zunehmender Distalität im Idealfall eine zyklische Abfolge von Kalk/Mergel-Wechselagerungen, die in Parasequenzen gestapelt sind. In stark subsidenten Bereichen (z. B. Bereich Liencres/Arnia) zeigen die Parasequenzen ein symmetrisches Stapelungsmuster: Sie sind zunächst retrograd, später prograd. In schwach subsidenten Bereichen (Trasvia) sind lediglich die prograden Teile der Parasequenzen dokumentiert. Mit zunehmender Proximalität nach Tagle und Trasvia sowie Bielba nimmt die Fossilführung deutlich zu. Daneben treten zunehmend Silt und Glaukonit bei deutlicher Zunahme von *Thalassinoides* auf.

Die im Arbeitsgebiet vorgefundenen Karbonate zeigen prinzipiell eine typische Foramol-Zusammensetzung *sensu* LEES & BULLER (1972) und LEES (1975), wie sie für gemäßigte Breiten um 30° typisch sind.

### 9.2. Beckenentwicklung

Die Sedimentverteilung wurde im wesentlichen durch die reliefbestimmenden, E-W streichenden Kippschollen des Cabuerniga Hochs im Süden und des Liencres Hoch im Norden gesteuert. Lokal auftretende, engräumige Reliefunterschiede mögen durch Reaktivierung alter (z. T N-S-streichender) Strukturen sowie unter Umständen auf Salzwanderungen im Untergrund zurückgehen.

- ◆ Im Rahmen der strukturellen Entwicklung des NCB können prinzipiell fünf Momente erkannt werden, während derer es zu Umgestaltungen im Becken und zu einer Neuordnung der Fazieszonen kommt. Diese setzten verhältnismäßig plötzlich ein und sind stets mit einer sprunghaften Zunahme der differentiellen Subsidenz verbunden. Diese Momente werden hier als Zeiten tektonischer Mobilität bzw. als tektonische Phasen interpretiert.



- ◆ Im Cenoman/Turon-Grenzbereich führt ein starker tektonischer Impuls zur Emersion des NKB. In Bereichen des BKB kommt es im fraglichen Intervall zu Überlieferungslücken, Reliefbelebung und Vulkanismus (WIEDMANN & BOESS 1984, BOESS & HOPPE 1986, MESCHÉDE 1987b, FLOQUET 1991, GRÄFE 1994). Dieses Ereignis fällt mit einer Aktivitätsphase an den divergierenden Platten im Biscaya-Rift zusammen (Zweite Spreading Phase, Abb. 3). Obwohl es in der Literatur kaum direkte Verweise auf eine tektonische Phase gibt, belegen die weltweit im Cenoman/Turon-Grenzbereich auftretenden Überlieferungslücken im entsprechenden Intervall die überregionale Bedeutung dieses Ereignisses. WIESE & WILMSEN (in Druck) bezeichnen dieses Ereignis als Santander-Phase.
- ◆ Eine zweite Phase verstärkter Aktivität geht mit der SB Tu 2 einher. Engräumige Faziesverzahnungen zwischen Turbiditen im Becken und Aufarbeitungsbereichen auf Schwellen oberhalb des *turoniense/Mytiloides* sp.-Events sind Ausdruck einer erneuten, intensiven Reliefbelebung. Die postulierte Event-Korrelation des *turoniense/Mytiloides*-Events mit dem *hercynicus*-Event Norddeutschlands zeigt, daß auch diese Phase nicht nur lokal wirksam ist: Dort kommt es im Rahmen dieses Ereignisses zu Reliefbelebung, mit der ebenfalls Konglomeratschüttungen, massive Schichtausfälle auf Schwellen und lokale Rutschungen (Bürener Konglomerat, Allagen/Westendorf, Westfalen; vgl. Kap. 7.2) einhergehen. ERNST & WOOD (1995) und ERNST et al. (1996) deuten diese Bewegungen als Vorläufer der Ilseder Phase *sensu* STILLE (1924) im Coniac (Prä-Ilseder Bewegungen), mit der die Inversionstektonik im Niedersächsischen Becken im engeren Sinne beginnt. Erst das Übergreifen der zwischen Sachsen-Anhalt, Niedersachsen und Westfalen korrelierbaren "Weißen Grenzbank" markiert den Reliefausgleich im höheren Teil des unteren Mittel-Turon (vgl. ERNST & WOOD 1995, ERNST et al. 1996).
- ◆ Im basalen Ober-Turon (*neptunildeverianum*-AZ) führt ein erneuter tektonischer Impuls zur Entwicklung eines Senkungsbereiches südlich des Liencres Hoch und somit zu regional bedeutender Beckendifferenzierung, die sich in deutlichen Mächtigkeitsunterschieden zwischen Schwelle und Becken manifestieren (IGME 1976). Auch dieses Ereignis kann in Norddeutschland erkannt werden. Besonders deutlich drückt sich die Unruhe in den Profilen um Söhle (Niedersachsen) aus, in denen es zu Aufarbeitungshorizonten, Klastenlagen und Großbrutschungen semi-lithifizierter Schichtpakete kommt. Auch dieses Ereignis kann als Vorläufer der Ilseder Phase interpretiert werden (ERNST & WOOD 1995, ERNST et al. 1996).
- ◆ Im höheren Ober-Turon (Basis *incertus/neptuni*-AZ) kommt es zu einem ausgeprägten, regressiven Ereignis, in dessen Verlauf sich im gesamten Arbeitsgebiet Calciturbidite und Rinnenfüllungen ausbreiten. Es kann nicht genau abgeschätzt werden, ob dies lediglich auf ein eustatisch gesteuertes Event oder auf tektonische Aktivität zurückgeht, da keine Kontrolle über laterale Faziesveränderung und Mächtigkeitsunterschiede aufgrund mangelnder Aufschlüsse im Innenland besteht. Da jedoch die Umgestaltung des Sedimentationsmusters im Arbeitsgebiet in dieser Magnitude derart drastisch ist, wird ein tektonisch induzierter Impuls als Steuerungsfaktor bevorzugt. Im Vergleich mit Norddeutschland korreliert dieses Ereignis mit massiven Schichtausfällen im Bereich des oberturonen *Hyphantoceras*-Events sowie erneuter Reliefbelebung. Mit dem norddeutschen *incertus*-Event bzw. mit dem Bereich um die Marker-Horizonte T<sub>F</sub> und M<sub>G</sub> (vgl. Abb. 50) ist das Relief wieder ausgeglichen, und eine ruhige Kalk/Mergel-Wechselfolge setzt ein (Grau-Weiße-Wechselfolge; vgl. ERNST et al. 1983). Diese Entwicklung findet im gleichen stratigraphischen Intervall ihr Pendant im Arbeitsgebiet und wird durch das *incertus/leskei* (klein)-Event eingeleitet. Die im folgenden einsetzende zyklische Sedimentation der DS Tu/Co kann als spanisches Äquivalent der norddeutschen Grau-Weißen-Wechselfolge verstanden werden.
- ◆ Ein weiterer tektonischer Impuls im höheren Unter-Coniac (*deformis*-Zone) markiert die SB Co 1. Dieser Impuls korreliert mit einer in Europa weit verbreiteten Phase heftiger tektonischer Unruhe und zählt ebenso zu einem Vorläufer der Ilseder Phase. MORTIMORE et al. (in Druck) beschreiben diese Phase aus dem Anglo-Pariser und dem niedersächsischen Becken. In letztere drückt sie sich durch das graduelle Einsetzen der Emscher Mergel in eher distalen Bereichen bzw. durch Reliefbelebung, Aufarbeitung und lokale Turbidite nahe von Schwellen aus (ERNST & WOOD 1995, ERNST et al. 1996).



### 9.3 Biostratigraphie (vgl. Abb. 46)

- ◆ Der Cenoman/Turon-Grenzbereich fällt in eine Schichtlücke. Die Sedimentation setzt im Arbeitsgebiet vermutlich erst in der höchsten *devonense*-Zone des Unter-Turon ein..
- ◆ Die Grenze zum Mittel-Turon wird mit dem FAD von *Kamerunoceras turoniense* gezogen. Event- und Sequenzvergleich zeigen, daß sie im Vergleich mit der Grenze des Boreals (FAD von *Collignonicerias woollgari*) deutlich im borealen Unter-Turon liegt. Jedoch ist im Arbeitsgebiet dieses Prozedere einzig praktikabel. Das Mittel-Turon wird in vier Ammonitenzonen (*Kamerunoceras turoniense*-, *Romaniceras kallei*-, *Romaniceras ornatum*- und *Romaniceras deverianum*-Zone) untergegliedert. Dies harmoniert mit der Zonierung von KÜCHLER (1996) für Navarra (Spanien) und zeigt Anklänge an die Gliederung der den französischen Typusregionen. Daneben ergeben sich Parallelen zur tunesischen Gliederung von ROBASZYNSKI et al. (1990).
- ◆ Die Grenze zum Ober-Turon wird mit dem *Romaniceras deverianum*-Event gezogen, dessen Korrelation mit dem norddeutschen *costellatus/plana*-Event bzw. dem Niveau des Pewsey Hartgrundes in Südengland postuliert wird. Da letztere beiden das FAD von *Subprionocyclus neptuni* im Boreal markieren, scheint diese indirekte Grenzziehung gerechtfertigt. Kann das basale Ober-Turon noch durch eine Ammoniten-"Assemblage-Zone" von *S. neptuni* und *R. deverianum* gegliedert werden, verlieren im höheren Ober-Turon Ammoniten an Bedeutung, und Inoceramen werden mit zur Gliederung herangezogen (*Mytiloides incertus/Subprionocyclus neptuni*-AZ, *Mytiloides scupini/Prionocyclus germari*-AZ). Das vermehrte Auftreten von Inoceramen ab dem höheren Ober-Turon ermöglicht den Vergleich der spanischen Abfolgen mit denen Norddeutschlands. Weiterhin kann gezeigt werden, daß die FADs von *My. scupini* und *S. normalis* in Westfalen mit dem FAD von *My. scupini* und *P. germari* im Arbeitsgebiet nahezu korrelieren und die Basen aller dreier Zonen somit parallelisiert werden können. Die *scupini/germari*-AZ entspricht der des *My. scupini* (ehemals *I. aff. frechi*) Norddeutschlands. Mit dem Beginn des Coniac (FAD *Cr. rotundatus*) werden allein Inoceramen zur

stratigraphischen Gliederung herangezogen. Die *Cremnoceramus rotundatus*-Zone des unteren Unter-Coniac korreliert aller Wahrscheinlichkeit nach mit der *rotundatus*- und *erectus*-Zone *sensu* ERNST et al. (1983). Die *deformis*-Zone entspricht der ebengenannter Autoren.

### 9.4 Eventstratigraphie (vgl. Abb. 57)

Das eventstratigraphische Konzept von ERNST et al. (1983) konnte erfolgreich im Arbeitsgebiet angewendet werden. Im Zeitraum Unter-Turon bis Unter-Coniac wurden zehn Bioevents zur feinstratigraphischen Gliederung innerhalb des Arbeitsgebietes ausgehalten. Acht dieser Events können z. T. in angrenzende Gebiete bzw. nach Norden (Frankreich, England, Deutschland) korreliert werden. Besonders im hohen Ober-Turon führt die Abschwächung paläobiogeographischer Unterschiede zur Angleichung der Faunen der North European Province und des Arbeitsgebietes (Northern Transitional Subprovince *sensu* ERNST et al. 1996) und damit zu deutlich verbesserter eventstratigraphischer Auflösung.

So können das *incertus/leskei* (klein)- und das *leskei* (groß)-Event über Frankreich nach England ins Anglo-Pariser Becken korreliert werden. Das *incertus/leskei* (klein)-Event sowie das *Sternotaxis plana*- und die beiden *Didymotis*-Events ermöglichen eine Korrelation über Norddeutschland hinaus bis teilweise nach Sachsen, in die Tschechische Republik und möglicherweise nach Österreich.

Besonders in Verbindung mit einer sequenzstratigraphischen Gliederung können Bioevents über paläobiogeographische Grenzen hinweg korreliert werden. In diesem Zusammenhang von Bedeutung ist die Korrelation des norddeutschen *hercynicus*-Events mit dem spanischen *turoniense/Mytiloides* sp.-Event, da so die Möglichkeit besteht, das FAD von *C. woollgari* und *K. turoniense* gegeneinander zu eichen und die Position der Unter/Mittel-Turon-Grenze unterschiedlicher Gliederungen zu vergleichen.

Das mittelturone *kallei*-Event kann sicher zumindest bis Frankreich korreliert werden.

Besonderes Gewicht erhält die Korrelation des norddeutschen *costellatus/plana*-Events mit dem *deverianum*-Event des Arbeitsgebietes, da nunmehr ein Bezugspunkt besteht, an dem die

Compilation and comparison of cycle charts from Tunisia, northern Spain, France, southern England and Germany within a biostratigraphic framework

region		Tunisia	Spain		France	England	Germany		"global"	region	
authors		ROBASZY. et al. (1992)	GRÄFE (1994)	this work	JUIGNET & BRETON (1992, 1994)	GALE (1996)	ERNST et al. (1996)	TRÖGER & VOIGT (1995)	HAQ et al. (1988)	authors	
biostratigraphy										biostratigraphy	
L. Con.	<i>Cr. deformis</i>									<i>Forresteria petrocoriense</i>	L. Con.
	<i>Cremnoceramus rotundatus</i>										
Upper Turonian	<i>My. scupini</i> <i>P. germari</i>									<i>Prionocyclus germani</i>	Upper Turonian
	<i>My. incertus</i> <i>S. neptuni</i>									<i>Subprionocyclus neptuni</i>	
	<i>S. neptuni</i> <i>R. dever.</i>										
	<i>Romaniceras deverianum</i>										
Middle Turonian	<i>Romaniceras ornatissimum</i>										Middle Turonian
	<i>Romaniceras kallesi</i>									<i>Collignoniceras woolgari</i>	
	<i>Kamerunoceras turoniense</i>										
	<i>Mammites nodosoides</i>									<i>Mammites nodosoides</i>	
L. Turon.	<i>Watinoceras coloradoense</i>									<i>Watinoceras coloradoense</i>	L. Turon.
	<i>Neocardioceras juddii</i>									<i>Neocardioceras juddii</i>	U. Cen.

Eintrittsdaten von *S. neptuni* und *R. deverianum* gegeneinander geeicht und der Diskussion um die Mittel/Ober-Turon-Grenze neue Argumente geliefert werden können.

Auffällig ist die oftmalige Bindung von Events an den späten HST oder obersten LST und TST einer Sequenz, wobei eine Eventbündelung stets im Bereich des TST auftritt. Diese Beobachtungen im Arbeitsgebiet decken sich mit dem von ERNST et al. (1996) erarbeiteten Kriterienkatalog für Sequenzstratigraphie in pelagischen Karbonaten des Boreals und harren einer detaillierten Interpretation. Da jedoch Bioevents in diesem Niveau stets mit Anzeigern für geringe Sedimentationsraten, Umlagerungen und größerer Kornfraktion bei generell hohem Bioklastengehalt einhergehen, drücken Fossilakkumulationen in diesem sedimentären Regime vermutlich eine Wechselwirkung zwischen "winnowing out"-induzierten Organismenanreicherungen bei gleichzeitig erhöhtem Erhaltungspotential aus.

### 9.5 Sequenzstratigraphie (vgl. Abb. 58)

Ein überregionaler Sequenzvergleich ist zwischen denjenigen Gebieten möglich, in denen die Gesteinssäulen mit einem guten biostratigraphischen Rahmen versehen sind.

Ein Sequenzvergleich zwischen Tunesien, Spanien, Frankreich, England und Deutschland zeigt, daß stratigraphisch verhältnismäßig hoch auflösende Vergleiche zwischen denjenigen Gebieten durchgeführt werden können, in denen ein in sich schlüssiges und auf ähnlichen Leitformen aufbauendes biostratigraphisches Gerüst besteht. Dies gilt speziell für das Ober-Turon, in dem die Fauna des Arbeitsgebietes starke Affinität zum Anglo-Pariser Becken und NW-Deutschland besitzt und zahlreiche Events der nördlichen Kreide erkannt werden können. Mit abnehmender Qualität und/oder Nachvollziehbarkeit der Gliederungsschemata bzw. dem Eintritt in eine andere Faunenprovinz wird der Sequenzvergleich unsicher bzw. unmöglich.

Die besten Vergleichsmöglichkeiten ergeben sich mit den Profilen Englands und Norddeutschlands. Die Sequenzgrenzen an der Wende Unter/Mittel-Turon sowie an der Wende Mittel/Ober-Turon sind deutlich. Letztere scheint in der Tat ein bedeutsames Ereignis zu sein, das in Sachsen, Sachsen-Anhalt, Niedersachsen, England, Frankreich, Spanien und Tunesien klar erkannt werden kann. Die offensichtliche stratigraphische Position

im oberen Mittel-Turon mag die Korrelierbarkeit dieses Ereignisses suggerieren.

In diesem Sinne ist es ein Glücksfall, daß in England die *woollgari*-Zone mit *R. ornatissimum* einen Vertreter der in Frankreich und Spanien zur stratigraphischen Gliederung benutzten Romaniceraten führt. Es kann gezeigt werden, daß in England *R. ornatissimum* noch oberhalb der Sequenzgrenze auftritt (GALE 1996), selbige damit also in der *ornatissimum*-Zone liegt. Im Arbeitsgebiet hingegen liegt die Sequenzgrenze des oberen Mittel-Turon in der *deverianum*-Zone. Damit scheinen die Sequenzgrenzen diachron zu sein (so es sich tatsächlich um das gleiche Ereignis handelt). Bewahrheitet sich dies, so deutet sich eine stratigraphische Grauzone hinsichtlich der Position der Sequenzgrenze in der oberen *woollgari*-Zone an, und die Magnitude der möglichen Diachronie bleibt aufgrund mangelnder biostratigraphischer Auflösung ungewiß.

Eine ähnliche Problematik stellt sich für die Korrelation der Sequenzgrenze an der Basis des *Hyphantoceras*-Events zwischen Deutschland und England: Obwohl sie in der höheren *neptuni*-Zone lokalisiert werden kann und damit im Rahmen der "normalen" sequenzstratigraphischen Gliederungsansätze für eine Korrelation ausreichend gut datiert zu sein scheint, signalisiert die Parallelisierung der wahrlich isochronen Tuff-Horizonte zwischen England und Deutschland noch erhebliche Abweichungen in ihrer stratigraphischen Position zwischen den Gegenden (C.J. WOOD, pers. Mitt.).

Die Sequenzgrenze im höheren Unter-Coniac (Prä-Ilsede-Ereignis) kann in Deutschland und Spanien erkannt werden. Sie fällt in beiden Gebieten in das Intervall der großen *Cremnoceramus deformis*, eine verhältnismäßig genaue stratigraphische Positionierung, die eine Parallelisierung beider Sequenzgrenzen als Ausdruck eines tektonischen Ereignisses rechtfertigt.

Die detaillierte, von GRÄFE (1994) für Spanien angebotene Sequenzgliederung kann ob der Verwendung vom Arbeitsgebiet abweichenden Index-Arten leider nicht in allen stratigraphischen Bereichen für eine detaillierte Korrelation herangezogen werden.

Die Gliederung von ROBASYNSKI et al. (1990) birgt Widersprüche zwischen Datenpräsentation und Interpretation und kann somit ebenfalls nur unter Vorbehalten benutzt werden.

Hinsichtlich der Theorie und Methodik sequenzstratigraphischer Interpretationen ergeben sich abschließend einige Anmerkungen:

- ◆ Die Auswertung der Literatur hat gezeigt, daß trotz vermutlich guter Geländedaten die Sequenzgliederungen wegen z. T. schwerer biostratigraphischer Mängel nicht immer für eine überregionale Korrelation brauchbar sind. Es scheint bisweilen, daß das Dogma isochroner Sequenzen und deren Korrelierbarkeit zu unangemessener Nachlässigkeit bei der Mühe um biostratigraphische Auflösung führt.
- ◆ Mit stratigraphischer Auflösungsgenauigkeit nimmt die Unschärfe hinsichtlich der Position der Sequenzgrenzen zu. Besonders kurios ist die Tatsache, daß trotz bisweilen guter stratigraphischer Auflösung die gemäß des EXXON-Modells als isochron geltenden Sequenzgrenzen schwierig zu korrelieren sind. Im Gegensatz dazu steht eine ausgezeichnete Korrelation der als diachron postulierten Flutungsereignisse (Pewsey Hardground, *costellatus/plana*-Event bzw. Top des *deverianum*-Event (unterstes Ober-Turon) sowie das Flutungsereignis an der Basis der oberturonen *scupini*-Zone in Deutschland und Spanien (bzw. das letzte Massenaufreten großer *M. leskei* in England und Spanien im gleichen Niveau), deren postulierte Diachronie sich wiederum in den bearbeiteten Profilen und Vergleichsgegenden kaum nachvollziehen ließ.
- ◆ Da die Meeresspiegelkurve von HAQ et al. (1987) einerseits stratigraphisch unsicher ist, andererseits keine Möglichkeit besteht, die erbrachte Gliederung anhand eines Datensatzes nachzuvollziehen, sollte sie zu Sequenzvergleichen nicht mehr herangezogen werden.
- ◆ Die enge Bindung zwischen tektonischen Ereignissen und Sequenzgrenzen ist offensichtlich und muß in weiterführenden Arbeiten erklärt werden. Daher wird die von HAQ et al. (1987) postulierte rein eustatische Steuerung der Sequenzen nicht als überzeugend empfunden.

## Danksagung

Zunächst möchte ich meinem Betreuer Prof. Dr. Gundolf ERNST für die Vergabe dieser Arbeit danken. Das Fehlen jedweder thematischer Einschränkungen von seiner Seite ermöglichte es mir, meinen Arbeitsschwerpunkt nach eigenem Gusto zu gestalten. Dieses Maß an persönlicher Freiheit ist sicherlich auch ein Grund dafür, daß, von der Endphase dieser Arbeit abgesehen, ich einen großen Teil der Zeit wahrlich motiviert und mit viel Spaß an meinem mir selbst ausgewählten Schwerpunkt gearbeitet habe.

Die Zeit vom Beginn der Diplomarbeit bis zur Abgabe dieser Arbeit habe ich mit meinem Freund und Kollegen Markus WILMSEN sowohl im Gelände als auch im Arbeitszimmer geteilt. Ihm sei ein wahrhaft tief empfundener Dank ausgesprochen - für seine stetige Diskussionsbereitschaft, für seine Geduld mit mir und daß er manchmal einfach nur anwesend war.

C.J. WOOD, Croydon, UK, unterstützte mich durch seine ständige Diskussionsbereitschaft und die Bestimmung zahlreicher Fossilien. Die Tatsache, daß seine Kenntnis der europäischen Oberkreide schier unerschöpflich ist, machte mir Informationen zugänglich, die ich sonst vermutlich nie gefunden hätte.

Bei der Bestimmung der Inoceramen halfen mir Prof. Dr. K.-A. TRÖGER (TU Bergakademie Freiberg) und I. WALASZCZYK (Universität Warschau). Einige Echiniden wurden von D. NERAUDEAU (Universität Paris) und Dr. A.B. SMITH (Natural History Museum, London) bestimmt. Dr. W.J. KENNEDY (University Museum, Oxford) half bei der Bestimmung einiger Ammoniten. U. KAPLAN, Gütersloh, sei für Diskussionen und Überlassung einiger Profildarstellungen westfälischer Aufschlüsse gedankt.

Besonders wichtig für das Gelingen der Arbeit ist die Tatsache, daß meine eigenen Aktivitäten in die einer gut funktionierenden Kreide-Arbeitsgruppe in Berlin eingebunden waren, und so sei den Mitgliedern derselben an dieser Stelle ebenfalls gedankt. Dies geht an Armin, Joke, Kurt, Iris, Till, Björn und Tim.

Frau Dr. B. NIEBUHR sei ob unserer wechselvollen Zusammenarbeit an dieser Stelle besonders erwähnt.

T. KÜCHLER, Berlin, sei besonders hervorgehoben, da die Diskussionen mit ihm mir teilweise erst den Blick für einige Dinge öffneten. Dies gilt besonders für die Bedeutung des *turonense/Mytiloides*-Events im Arbeitsgebiet, dessen mögliche Beziehung zu dem *hercynicus*-Event Norddeutschlands erstmals von Thomas angedacht wurden.

Freundschaftliche als auch wissenschaftliche Beziehungen zwischen der Berliner und Freiburger Arbeitsgruppe bestehen schon länger. Besonderer Dank gebührt an dieser Stelle Dr. F. HORNA, Dr. S. VOIGT (auch für die Überlassung unveröffentlichten Materials) und Dr. T. VOIGT (jetzt Jena) für anregende Diskussionen und schöne Geländekampagnen. Darüber hinaus wurde mir die Chance zuteil, in der Zeit vom April bis September 1995 an der TU BA Freiberg als wissenschaftlicher Mitarbeiter bei Prof. Dr. TRÖGER zu arbeiten.

Laborarbeiten wurden von P. GROßKOPF, E. DRESCHER, G. SCHREIBER und C. SCHMIEDECKE ausgeführt.

Für das Korrekturlesen danke ich Nadja, Thilo, Helvi, Frank, Ines, Thomas, der Hochstr. 13 und dem Mike.

Katrin STEPHAN zeichnete mir dankenswerter Weise den Ammoniten für das Deckblatt.

Meine Freundin Trine versuchte mit ihrer engelhaften Geduld, mir die Endphase der Arbeit so weit wie möglich mit mentalen Streicheleinheiten und durch die Abnahme unangenehmer, täglich anfallender Tätigkeiten zu erleichtern. Leider habe ich es im Zustande der Anspannung sicher nicht immer umgesetzt, wie sehr mich diese Hilfe entlastete.

Finanzielle Unterstützung wurde mir im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes *Steuerungsfaktoren biogener Sedimentation: Riff-Evolution und Kreide-Sedimentation* unter der Projektnummer Er 29/20 zuteil.



## Literatur

- AGUILAR TOMAS, M. J. & RAMIREZ DEL POZO, J. 1968. Observaciones estratigráficas del paso del Jurásico marino a la facies purbeckiense en la región de Santander. - *Acta Geol. Hisp.*, 3: 35-38.
- ALLAN, P. 1981. Pursuit of Wealden models. - *J. Geol. Soc.*, 138: 375-405.
- AMÉDRO, F.; BADILLET, G. & DEVALQUE, C. 1982a. Biostratigraphie et biozonation des ammonites du Turonien français. - in: *Colloque sur le Turonien Paris 1981.- Mém. Mus. nat. Hist. (C: Sciences de la terre)*, 49: 167-173.
- AMÉDRO, F.; BADILLET, G. & ROBASYNSKI, F. 1988. Le Turonien de L'Anjou: Correlations dans le Saumurois et le Baugeois. - *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 25 (2): 5-14.
- AMÉDRO, F.; BIDAR, R.; DAMOTTE, H.; MANIVIT, H.; ROBASYNSKI, F.; SORNAY, J. 1978. Échelles biostratigraphiques dans le Turonien du Cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, F.). - *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 15 (2), 3-20.
- AMÉDRO, F.; COLETTE, C.; PIETRESSON DE SAINT AUBIN, J. & ROBASYNSKI, F. 1982b. Le Turonien supérieur a *Romaniceras (Romaniceras) deverianum* de l'Aube (France). - *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 19 (2): 29-37.
- AMIOT, M.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A.; RAT, P. & SALOMON, J. 1982. Évolution de la marge cantabrique et de son arrière-pays ibérique au Crétacé. - *Cuad. Geol. Iber.*, 8: 37-63.
- ANDERT, H. 1934. Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken, Teil III: Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien. - *Abh. preuß. Geol. L.-A.*, NF, 159: 1-477.
- APPFEL, R. 1993. Multi-Stratigraphie und Faziesanalyse pelagischer Kalke aus der tiefen Oberkreide (Untercenoman - Unterconiac im Straßeneinschnitt am Ostwestfalen Damm (B 61) östlich des Teutoburger Waldes und südlich von Bielefeld (NRW)). - unveröff. Dipl. Arbeit FU Berlin: 147 pp.
- BACELLE, L. & BOSELLINI, A. 1965. Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. - *Ann. Univ. Ferrara N. S.*, Sez. IX, *Sci. Geol. Paleont.*, 1 (3): 59-62.
- BATT, R. J. 1989. Ammonite shell morphotype distribution in the Western Interior Greenhorn Sea (Cretaceous) and some paleoecological implications. - *Palaios*, 4: 32-42.
- BENGTSON, P. 1996. The Turonian stage and substage boundaries. - *Bull. de l'Inst. Royal Sci. Nat. Belgique (Sér. Sci. de la Terre)*, 66 Suppl.: 69-74.
- BENKE, K.; DÜRKOOP, A.; ERRENST, C. & MENSINK, H. 1981. Die Korallenkalke im Ober-Jura der nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). - *Facies*, 4: 27-94.
- BERTHOU, P. Y. 1984. Albian-Turonian stage boundaries and subdivisions in the western Portuguese Basin, with special emphasis on the Cenomanian-Turonian boundary in the ammonite facies and rudist facies. - *Bull. geol. Soc. Denmark*, 33: 41-55.
- BERTHOU, P. Y.; CHANCELLOR, G. R. & LAUVERJAT, J. 1985. Revision of the Cenomanian-Turonian Ammonite *Vascoceras* CHOFFAT, 1898 from Portugal. - *Comm. Serv. geol. Portugal*, 71 (1): 55-79.
- BOESS, J. & HOPPE, A. 1986. Mesozoischer Vulkanismus in Nordspanien: Rifting im Keuper und Kreide-Vulkanismus auf Transform-Störungen. - *Geologische Rundschau*, 75 (2): 353-369.
- BOILLOT, G. & MALOD, J.-A. 1988. The north and north-west Spanish continental margin. - *Rev. Soc. geol. España*, 1 (3/4): 295-316.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A. & MALOD, J. 1979. Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. - *Mar. Geol.*, 32: 53-70.
- BOLLMANN, J. 1990. Faziesanalyse pelagischer Kalke aus der tieferen Oberkreide von Hilter/Hankenberge a. T. W., Teil II: Mittelturon bis Oberturon. - unveröff. Dipl. Arbeit FU Berlin: 122 pp.
- BOYSEN, M. 1995. Die Oberkreide-Sedimente des Picotas und ihre Mikrofazies (SW von Santander), N-Spanien). - unveröff. Dipl. Kart. FU Berlin: 32 pp.
- BRENNER, P. 1972. Levantamiento geológico en los alrededores de Ramales de la Victoria (Santander, Vizcaya. - *Estud. Geol.*, 28: 429-443.
- BRENNER, P. 1976. Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). - *Palaeontographica (A)*, 152: 113-201.
- BRENNER, P. & WIEDMANN, J. 1975. Nuevas aportaciones al conocimiento del "Weald" celtibérico septentrional y sus relaciones paleogeográficas. - *Actas Ier Symp. Cretácico Cordillera Ibérica*: 123-134.
- BRENOT, R. & BERTHOIS, L. 1962. Bathymétrie du secteur atlantique du banc Porcupine (Oust de l'Irlande) au Cap Finistère (Espagne). - *Rev. Trav. Inst. Pêches Mar.*, 26 (2): 219-246.
- BRINKMANN, R. & LÖTTGERS, H. 1968. Diapirs in western pyrenees and foreland, Spain. - in: BRAUNSTEIN, J. & O'BRIAN, G. D. (eds.). *Diapirism and diapirs*. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 8: 275-292.
- BROMLEY, R. G. & GALE, A. S. 1982. The lithostratigraphy of the English Chalk Rock. - *Cret. Res.*, 3: 273-306.
- BRÜNING, J. 1996. Lithologische und fazielle Entwicklung im Campan von Soto de la Marina (Provinz Kantabrien, Nord-Spanien). - unveröff. Diplomarbeit FU Berlin: 55 pp.

- BURTON, R.; KENDALL, C. G. S. C. & LERCHE, I. 1987. Out of our depth: on the impossibility of fathoming eustasy from the stratigraphic record. - *Earth Sci. Rev.*, **24**: 237-277.
- CAREZ, L. 1881. Etude des terrains Cretaces et Tertiaires du Nord de l'Espagne. - *Fac. Sciences Paris PhD Thesis*: 323 pp.
- CARON, M. 1985. Cretaceous planktic foraminifera. - in: BOLLI, H. M.; SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.). *Plankton stratigraphy*: 17-86, Cambridge University Press.
- CARRERAS-SUAREZ, F. & RAMIREZ DEL POZO, J. 1971. Estratigrafía del Cretácico superior del borde nororiental del Macizo Asturiana (Zona de Bielba-Labarces, provincia Santander). - I. Congr. Hisp. Luso. Amer. de Geol. Econ., **1** (1): 49-72.
- CARTWRIGHT, J. A.; HADDOCK, R. C. & PINHEIRO, L. M. 1993. The lateral extent of sequence boundaries. - in: WILLIAMS, G. D. & DOBB, A. (eds.). *Tectonics and seismic sequence stratigraphy*. - *Spec. Pub. Geol. Soc. London*, **71**: 15-34.
- CECH, S. 1989. Upper Cretaceous *Didymotis* events from Bohemia. - in: WIEDMANN, J. (ed.), *Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings, 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987*: 675-676; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- CHANCELLOR, G. R.; KENNEDY, W. J. & HANCOCK, J. M. 1994. Turonian ammonite fauna from Central Tunisia. - *Spec. Pap. Paleont.*, **50**: 1-118.
- CHOURKROUNE, P.; ROURE, F.; PINET, B.; ECORS TEAM 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile. - *Tectonophysics*, **173**: 411-423.
- CIRY, R. 1940. Etude geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. - *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **74**: 1-513.
- CIRY, R. & MENDIZABAL, J. 1949. Contribution a l'étude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et Navarra. - *Ann. Hebert et Haug (Livre Jub. Charles Jacor)*, **7**: 61-79.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D. 1912. Relación de algunas especies fósiles del Cretáceo medio y superior de Santander. - *Boll. Hist. Nat.*, **12**: 307-311.
- COBBAN, W. A. 1984. Mid-Cretaceous ammonite zones, Western Interior, United States. - *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **33**: 71-89.
- COLLIGNON, M.; PASCAL, A.; PAYBERNÈS, B. & REY, J. 1979. Faunes d'ammonites de l'Aptien de la région de Santander (Espagne). - *Ann. Paléont. (Invertébr.)* **65** (2): 139-156.
- DAHM, H. 1966. Stratigraphie und Paläogeographie im kantabrischen Jura. - *Beih. Geol. Jb.*, **44**: 13-54.
- DAHMER, D.-D. & ERNST, G. 1986. Upper Cretaceous event-stratigraphy in Europe. - in: WALLISER, O. (ed.). *Global bio-events*. - *Lecture Notes in Earth Sciences*, **8**: 353-362.
- DÉRÉGNAUCOURT, D. & BOILLOT, G. 1982. Structure géologique du golfe de Gascogne. - *Bull. BRGM*, **1** (3): 149-178.
- DEVALQUE, C.; AMÉDRO, F.; PHILIP, J. & ROBASZYNSKI, F. 1982. État des corrélations litho et biostratigraphiques dans le Turonien supérieur des massifs d'Uchaux et de la Céze. Les zones d'ammonites et de rudistes. - in: *Colloque sur le Turonien, Paris 1981*. - *Mém. Mus. nat. Hist. (C: Sciences de la terre)*, **49**: 57-69.
- DIETL, G. 1974. Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Dogger, insbesondere des Oberbajocium der westlichen keltiberischen Ketten. - *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, **14**: 1-15.
- DRAGSTAN, O.; MENSINK, H.; MERTMANN, D. & WILDE, S. (1987). Küstennahe Sedimentationszyklen im Ober-Jura der westlichen Madero, Nord-Spanien. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **175** (3): 377-398.
- DROXLER, A. W. & SCHLAGER, W. 1985. Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidity frequency in the Bahamas. - *Geology*, **11**: 235-239.
- DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - in: HAM, W. E. (ed.). *Classification of carbonate rocks*. - *Mem. Am. Assoc. Petr. Geol.*, **1**: 108-121.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. - *Bull. Can. Petr. Geol.*, **19**: 730-781.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E. 1972. Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. - *Geol. Rdsch.*, **61** (2): 672-686.
- EMERY, D. & MYERS, K. J. 1996. *Sequence stratigraphy*. - 297 pp.; Oxford (Blackwell).
- ENGESER, T. 1985. Sedimentologische, fazielle und tektonogenetische Untersuchungen in der Oberkreide des Basko-Kantabrischen Beckens (N-Spanien). - *Diss. Univ. Tübingen*, 235 pp.
- ENGESER, T. & SCHWENTKE, W. 1986. Towards a new concept of the tectogenesis of the Pyrenees. - *Tectonophysics*, **129**: 233-242.
- ENGESER, T.; REITNER, J.; SCHWENTKE, W. & WIEDMANN, J. 1984. Die kretazisch-alttertiäre Tektogenese des Basko-Kantabrischen Beckens (Nordspanien). - *Z. Dt. Geol. Ges.*, **135**: 243-268.
- ERNST, G. & WOOD, C. J. 1995. Die tiefere Oberkreide des subherzynen Niedersachsens. - *Terra Nostra*, **5/95**: 41-84.
- ERNST, G.; SCHMID, F. & SEIBERTZ, E. 1983. Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. - *Zitteliana*, **10**: 531-554.
- ERNST, G.; NIEBUHR, B.; WIESE, F. & WILMSEN, M. 1996. Facies development, basin dynamics, event correlation and sedimentary cycles in the Upper Cretaceous of selected areas of Germany and Spain. - in: REITNER, J.; NEUWEILER, F. & GUNKEL, F. (eds). *Global and regional controls on biogenic sedimentation. II. Cretaceous*

- Sedimentation. Research Reports. Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sb3: 87-100.
- ERRENST, C. 1984. Der marine Malm in den nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien). - Z. Dt. Geol. Ges., 135: 45-55.
- FEUILLÉE, M. P. 1963. Ammonites du Cénomanién supérieur et du Turonien dans la province de Santander (Espagne). - C. R. Acad. Sci., 256: 974-976.
- FEUILLÉE, M. P. 1967. Le Cénomanién des Pyrénées basques et Asturies. - Mem. Soc. Géol. France (N. S.), 46: 1-343.
- FEUILLÉE, P. 1971. Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomanién Pyrénéo-Cantabrique: problèmes d'environnement sédimentaires. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 9: 277-311.
- FLEURY, J. J. 1980. Les zones de Gravovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péleponnèse du nord). Evolution d'une plateforme et d'un bassin dans leur cadre alpin. - Mém. Soc. Géol. Nord, 4: 1-648.
- FLOQUET, M. 1991. La plate-forme Nord-Castillane au Crétacé Supérieur (Espagne). Arrière-pays Ibérique de la marge passive Basco-Cantabrique. Sédimentation et vie. - Mém. Géol. Univ. Dijon, 14: 1-925.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. - 633 pp.; Berlin etc. (Springer-Verlag).
- FOURAY, M. 1981. L'évolution des *Micraster* (échinides, spatangoides) dans le Turonien-Coniacien de Picardie occidentale (Somme), intérêt biostratigraphique. - Ann. Paléont., 67 (2): 81-134.
- FREUND, R. & RAAB, M. 1969. Lower Turonian ammonites from Israel. - Spec. Pap. Palaeont., 4: 1-83.
- FREY, R. W. & PEMBERTON, S. G. 1984. Trace fossils facies models. - in: WALKER, R. G. (ed.). Facies models. - Geosci. Canada, Reprint Ser., 1: 189-207.
- FRITSCH, A. 1893. Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation V. Priesener Schichten. - Arch. naturwiss. Landesdurchforsch. Böhmen, 9: 1-134.
- FRIEG, C.; HISS, M. & MÜLLER, W. 1989. Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. - Münster. Forsch. Geol. Paläont., 69: 161-186.
- GALE, A. S. 1996. Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. - in: HESSELBO, S. P. & PARKINSON, D.N. (eds.). Sequence stratigraphy in British geology. - Geol. Soc. Spec. Publ., 103: 177-195.
- GALE, A. S. & WOODROOF, P. B. 1981. A Coniacian ammonite from the 'Top Rock' in the Chalk of Kent. - Geol. Mag., 18: 557-580.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. 1979. Successiones paléogéographique du complexe urgonien dans le SW de la région Basco-Cantabrique. - Geobios, Mém. spéc., 3: 71-78.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. 1982. Aptiense y Albiense. - in: El Cretácico de España: 63-84.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. 1990. The Aptian-Albian carbonate episode of the Basco-Cantabrian Basin (N-Spain): General characteristics, controls, and evolution. - in: TUCKER, M.E. (ed.). Carbonate platforms. - Int. Assoc. Sed. Spec. Publ., 9: 291-323.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. 1991. Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian Basin of Northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of the Bay of Biscay. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 46: 395-409.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. & PUJALTE, V. 1982. El Cretácico superior de la franja costera de Cantabria. - in: El Cretácico de España: 84-88.
- GEYER, O. F. 1995a. *Knemiceras uhligi* (CHOFFAT) dans le Chaîne Ibérique méridionale (Albien supérieur, Espagne). - Batalleria, 5: 5-17.
- GEYER, O. F. 1995b. Zur Alb-Cenoman Transgression im südlichen Keltiberikum (Spanien). - Profil, 8: 473-482.
- GISCHLER, E.; GRÄFE, K.-U. & WIEDMANN, J. 1994. The Upper Cretaceous *Lacazina* Limestone in the Basco-Cantabrian and Iberian Basins of northern Spain: Cold water grain associations in warm-water environments. - Facies, 30: 209-246.
- GONZALES-LINARES, A. 1876. Sobre la existencia de Unios y Paludinas en el Escudo de Cabuerniga. - Ann. Soc. Esp. Hist. Nat. Actas, 5: 23-28.
- GRADSTEIN, F. M.; AGTERBERG, F. P.; OGG, J. G.; BACKSTROM, S. & HARDENBOL, J. 1995. Recent development in the Cretaceous time scale. - Ber.-Rep. GPI Kiel 76 (J. WIEDMANN Symposium, Tübingen 7.-10. 03 1996): 43-50.
- GRÄFE, K. U. 1994. Sequence stratigraphy in the Cretaceous and Paleogene (Aptian to Eocene) of the Basco-Cantabrian Basin (N-Spain). - Tüb. Geowiss. Abh. (A), 18: 418 pp.
- GRÄFE, K. U. & WIEDMANN, J. 1993. Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous of the Basco-Cantabrian Basin (northern Spain). - Geol. Rdsch., 83: 327-361.
- GRANITZA, E. 1994. Sedimentologie und Stratigraphie im Oberkreide-Standardsprofil des "Santander-Blocks", Provinz Kantabrien (N-Spanien) unter besonderer Berücksichtigung des Campan und Maastricht. - unveröff. Diplomarbeit FU Berlin: 92 pp.
- GRIMEAUD, S.; BOILLOT, G.; COLLETTE, B. J.; MAUFFRET, A.; MILES, P. R. & ROBERTS, D. B. 1982. Western Extension of the Iberian-European plate boundary during the early Cenozoic (Pyrenean) convergence: A new model. - Mar. Geol., 45: 63-77.
- HAAK, A. B. & SCHLAGER, W. 1989. Compositional variations in calciturbidites due to sealevel fluctuations, Late Quaternary, Bahamas. - Geol. Rdsch., 78: 477-486.
- HAGN, H. & ZEIL, W. 1954. Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der

- Bayrischen Alpen. - *Eclog. Geol. Helv.*, **47**: 1-60.
- HANCOCK, J. M. 1989. Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous. - *Proc. Geol. Assoc.*, **100** (4): 565-594.
- HANCOCK, J. M. 1991. Ammonite scales for the Cretaceous system. - *Cret. Res.*, **12**: 259-291.
- HANCOCK, J. M. 1993. Comments on the Exxon cycle chart for the Cretaceous system. - *Cuad. Geol. Ibérica*, **17**: 57-78.
- HANCOCK, J. M. & KAUFFMAN, E. G. 1979. The great transgressions of the Late Cretaceous. - *J. Geol. Soc. London*, **136**: 175-186.
- HANCOCK, J. M. & KENNEDY, W. J. 1981. Upper Cretaceous ammonite stratigraphy: Some current problems. - *Syst. Ass. Spec. Vol.*, **18**: 531-553.
- HANCOCK, J. M.; KENNEDY, W. J. & WRIGHT, C. W. 1977. Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of North-West Europe. - *Spec. Pap. Palaeont. Soc. Japan*, **21**: 151-168.
- HANCOCK, J. M.; KENNEDY, W. J. & COBBAN, W. A. 1993. - A correlation of the Upper Albian to basal Coniacian sequences of northwest Europe, Texas and the United States Western Interior. - *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, **39**: 453-476.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science*, **235** (2): 1156-1167.
- HERBIG, H. G. & BENDER, P. 1992. A eustatically driven calciturbidite sequence from the Dinantian II of the eastern Rheinisches Schiefergebirge. - *Facies*, **27**: 245-262.
- HERM, D.; KAUFFMAN, E. & WIEDMANN, J. 1979. The age and depositional environment of the Gosau-Group (Coniacian-Santonian), Brandenburg/Tirol, Austria. - *Mitt. Bayer. Staatsmlg. Paläont. Hist. Geol.*, **19**: 27-92.
- HILBRECHT, H. 1991. Die fazielle und strukturelle Entwicklung der helvetischen Oberkreide im Allgäu und Kleinwalsertal und ihre Beziehung zu Meeresspiegelschwankungen und Paläo-ozeanographie. - *Berl. geowiss. Abh. (A)*, **139**: 1-180.
- HILBRECHT, H. & DAHMER, D.-D. 1994. Sediment dynamics during the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) oceanic anoxic event in northwestern Germany. - *Facies*, **30**: 63-84.
- HISCOTT, R. N.; WILSON, R. C. L.; GRADSTEIN, F. M.; PUJALTE, V.; GARCIA-MONDEJAR, J.; Boudreau, R. R. & WISHART, H. A. 1990. Comparative stratigraphy and subsidence history of mesozoic rift basins of the north atlantic. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **74** (1): 60-76.
- HORNA, F. 1995a. Komplexer Nachweis einer Tufflage im Turon von Hoppenstedt. - *Berliner geowiss. Abh. (E)*, **16**: 207-213.
- HORNA, F. 1995b. Multistratigraphisch-sedimentologische Untersuchungen an pelagischen Karbonaten. Das Oberkreide-Profil von Hoppenstedt. - unveröff. Diss. TU Bergakademie Freiberg, 110 pp.
- HORNA, F. & WIESE, F. 1997. Stratigraphy of a Middle/Upper Turonian succession at the abandoned Hoppenstedt limestone quarry (northern Germany) and its correlation to adjacent areas. - *Freiberger Forschungshefte (C)*, **468** (TRÖGER-Festschrift): 171-192.
- I.G.M.E. 1976a. Mapa geológico de España. E. 1:50000. Hoja 33 Comillas.
- I.G.M.E. 1976b. Mapa geológico de España. E. 1:50000. Hoja 58 Los Corrales de Buelna.
- I.G.M.E. 1976c. Mapa geológico de España. E. 1:50000. Hoja 35 Santander.
- I.G.M.E. 1976d. Mapa geológico de España. E. 1:50000. Hoja 34 Torrelavega.
- I.G.M.E. 1978a. Mapa geológico de España. E. 1:50000. Hoja 57 Cabezón de la Sal.
- I.G.M.E. 1978b. Mapa geológico de España. E. 1:50000. Hoja 84 Espinosa de los Monteros.
- IMLAY, R. W. 1955. Stratigraphic and geographic range of the Late Cretaceous pelecypod *Didymotis*. - *J. Paleont.*, **29** (3): 548-550.
- JUIGNET, P. & BRETON, G. 1992. Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **91**: 197-218.
- JUIGNET, P. & BRETON, G. 1994. Stratigraphie, rythmes sédimentaires et eustatisme dans les craies Turoniennes de la région de Fecamp (Seine-Maritime, France). Expression et signification des rythmes de la craie. - *Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et Amis Mus. Havre*, **81** (2): 55-81.
- JUIGNET, P. & LOUAIL, J. 1987. La transgression du Crétacé moyen-supérieur sur la bordure du massif Américain. Dynamique sédimentaire, relations Bassin de Paris aquitain, eustatisme et contrôle régional. - *Mem. Géol. Univ. Dijon*, **10**: 31-54.
- JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J. & TRUYOLS, J. 1971. Le resau de failles et la couverture post-hercynienne dans le Asturias. - *Technip.*, **22** (2): V3.1-V3.33.
- KAPLAN, U. 1986. Ammonite stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. - *Newsl. Strat.*, **17**: 9-20.
- KAPLAN, U. 1988. Die Ammoniten-Subfamilie Collignoniceratinae WRIGHT & WRIGHT 1951 aus dem Turon (Ober-Kreide) von Westfalen und Niedersachsen (NW-Deutschland). - *Geol. Paläont. Westf.*, **12**: 5-45.
- KAPLAN, U. 1991a. Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), Teil 2: Turon und Coniac im Steinbruch des Kalkwerks Foerth, Halle, Westfalen. - *Ber. Naturwiss. Verein Bielefeld u. Umgegend*, **32**: 125-159.
- KAPLAN, U. 1991b. Das höhere Ober-Turon von Westfalen und Niedersachsen - einige Anmerkungen zu Faunenunterschieden. - *Arbeitskreis Paläont. Hannover*, **19** (6): 136-174.

- KAPLAN, U. 1992a. Das tiefe Turon von Allagen-Westendorf (Westfalen). - Geol. Paläont. Westf., 21: 115-129.
- KAPLAN, U. 1992b. Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen. - Geol. Paläont. Westf., 21: 7-37.
- KAPLAN, U. 1992c. Die tiefe Oberkreide des Teutoburger Waldes, Teil 3: Das Turon zwischen Bielefeld-Senne und Augustdorf. - Ber. Naturwiss. Verein Bielefeld u. Umgegend, 33: 191-208.
- KAPLAN, U. 1994. Zur Stratigraphie und Korrelation des Soester Grünsands, Ober-Turon, Westfalen. - Ber. Naturwiss. Verein Bielefeld u. Umgegend, 35: 59-78.
- KAPLAN, U. & BEST, M. 1984. Neue Ergebnisse zur stratigraphischen Stellung und geographischen Verbreitung der "Rothenfelder Grünsande" (Turbidite) und der submarinen Großgleitung von Halle/Westfalen. - Osnabrücker naturwiss. Mitt., 11: 17-26.
- KAPLAN, U. & KENNEDY, W. J. 1994. Die Ammoniten des westfälischen Coniac. - Geol. Paläont. Westf., 31: 1-155.
- KARREBERG, H. 1934. Die postvaristische Entwicklung des Kantabro-Asturischen Gebirges (Nordwestspanien). - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (3), 11: 1-104.
- KAUFFMAN, E. G. 1973. Cretaceous Bivalvia. - in: HALLAM, A. (ed.) 1973. Atlas of palaeobiogeography: 353-383; Amsterdam (Elsevier).
- KAUFFMAN, E. G.; KENNEDY, W. J. & WOOD, C. J. 1996. The Coniacian stage and substage boundaries. - Bull. de l'Inst. Royal Sci. Nat. Belgique (Sci. de la Terre), 66 Suppl.: 81-94.
- KENDALL, C. G. S. C. & LERCHE, I. 1988. The rise and fall of eustasy. - in: WILGUS, C. K. (ed.). Sea-level changes: an integrated approach. - Spec. Pub. SEPM, 42: 5-17.
- KENNEDY, W. J. 1984. Ammonite faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to Maastrichtian Stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites. - Bull. Geol. Soc. Denmark, 33: 147-161.
- KENNEDY, W. J. 1985. Integrated macrobiostratigraphy of the Albian to basal Santonian. - in: REYMENT, R. A. & BENGTON, P. (eds.). Mid-Cretaceous events: Report on results obtained 1974-83 by IGCP Project no. 58, Publ. Paleont. Inst. Univ. Uppsala, Spec. Vol., 5: 91-108.
- KENNEDY, W. J. 1988. Late Cenomanian and Turonian ammonite faunas from north-east and central Texas. - Spec. Pap. Palaeont., 39: 1-131.
- KENNEDY, W. J. & WRIGHT, C. W. 1979. On *Kamerunoceras* REYMENT, 1954 (Cretaceous: Ammonoidea). - J. Paleont., 53 (5): 1165-1178.
- KENNEDY, W. J.; WRIGHT, C. W. & HANCOCK, J. M. 1980. The European species of the Cretaceous ammonite *Romaniceras* with a revision of the genus. - Palaeont., 23 (2): 325-362.
- KENNEDY, W. J.; WRIGHT, C. W. & HANCOCK, J. M. 1982. Ammonite zonation and correlation of the uppermost Cenomanian and Turonian of southern England and the type areas of Sarthe and Touraine in France. - in: Colloque sur le Turonien, Paris 1981.- Mém. Mus. nat. Hist. (C: Sciences de la terre), 49: 175-181.
- KLITGORD, K. D. & SCHOUTEN, H. 1986. Plate kinematics of the central atlantic. - in: VOGT, P. R. & TUCHOLKE, B. E. (eds.). The western north atlantic region. - The geology of North America, M: 351-378.
- KOTT, R. 1985. Nachweis flach-subtidaler Sedimente in den Rotplänen des Unter-Turon im südniedersächsischen Bergland (NW-Deutschland). - Berliner geowiss. Abh. (A), 60: 139-149.
- KRÖGER, B. 1996. Das "Micraster-Eustatoevent" (Ober-Turon, N.-Deutschland): Ausdruck einer maximum flooding surface? - Hinweise auf Meeresspiegeländerungen in distalen Plänerkalken. - 11. Sedimentologentreffen, Inst. Geol./Paläont. Wien, Abstr. Vol.: 91.
- KÜCHLER, T. 1996. Die Oberkreide der Barranca (Navarra, Nordspanien): Integrierte Bio- und Eventstratigraphie des Turon, Coniac und Campan. - unveröff. Diss. FU Berlin: 178 pp.
- KÜCHLER, T. & ERNST, G. 1989. Integrated biostratigraphy of the Turonian - Coniacian transition interval in northern Spain with comparison to NW-Germany. - in: WIEDMANN, J. (ed.). Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings, 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987: 161-190; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- LAMBERT, J. 1920. Echinides fossiles des environs de Santanderr recueilis par M. L. MENGAUD. - Ann. Soc. Linn. Lyon (N. S.), 66: 1-32.
- LAMBERT, J. 1921. Echinides fossiles des environs de Santanderr recueilis par M. L. MENGAUD. - Ann. Soc. Linn. Lyon (N. S.), 67: 1-16.
- LAMBERT, J. 1922a. Echinides fossiles des environs de Santanderr recueilis par M. L. MENGAUD. - Ann. Soc. Linn. Lyon (N. S.), 68: 15-24.
- LAMBERT, J. 1922b. Echinides fossiles de la province Santander. - Trab. Museo nac. Cl. natur. (Sér. géol.), 28: 1-26.
- LAMOLDA, M. 1982. Foraminiferos planctonicos del Cretacico Superior Vasco-Cantabrico: Distribucion y biostratigrafia. - Cuad. Geol. Ibérica, 8: 111-123.
- LAMOLDA, M. A.; LÓPEZ, G. & MARTÍNEZ, R. 1989. Turonian integrated biostratigraphy in the Estella basin (Navarra, Spanien). - in: WIEDMANN, J. (ed.). Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings, 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987: 145-159.
- LEES, A. & BULLER, A. T. 1972. Modern temperate-water and warm-water shelf carbonates contrasted. - Mar. Geol., 13: 67-73.

- LEINFELDER, R. R.; KRAUTTER, M.; LATERNSER, M.; NOSE, M.; SCHMID, D. U.; SCHWEIGERT, G.; WERNER, W.; KEUPP, H.; BRUGGER, H.; HERRMANN, R.; REHFELD-KIEFER, U.; SCHROEDER, J. H.; REINHOLD, C.; KOCH, R.; ZEISS, A.; SCHWEIZER, V.; CHRISTMANN, H.; MENGES, G. & LUTERBACHER, H. 1994. The origin of Jurassic reefs: Current research developments and results. - *Facies*, **31**: 1-56.
- LE PICHON, X.; BONNIN, J.; FRANCHETEAU, J. & SIBUET, J.-C. 1971. Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. - in: DEBYSER, J.; LE PICHON, X. & MONTADERT, L. (eds.). Histoire structurale du Golfe de Gascogne: VI.11.1-VI.11.44.
- LEWY, Z. & RAAB, M. 1978. Mid-Cretaceous stratigraphy of the Middle East. - *Ann. Mus. Hist. nat. Nice*, **4**: XXXII 1-20.
- LEWY, Z.; KENNEDY, W. J. & CHANCELLOR, G. 1984. Co-occurrence of *Metoicoceras geslinianum* (D'ORBIGNY) and *Vascoceras cauvini* CHUDEAU (Cretaceous ammonoidea) in the southern Negev (Israel) and its stratigraphic implications. - *Newsl. Stratigr.*, **13** (2): 67-76.
- LOMMERZHEIM, A. 1976. Zur Paläontologie, Fazies, Paläogeographie und Stratigraphie der turonen Grünsande (Oberkreide) im Raum Mühlheim/Broich/Speldorf mit einer Beschreibung der Cephalopodenfauna. - *Decheniana*, **129**: 197-244.
- LOPEZ, G. 1992. Paleontología y bioestratigrafía de los inocerámidos (Bivalvia) del Cretácico Superior de la cuenca Navarro-Cántabra y de la plataforma Norcastellana. Parte IV: Estudio sistemático del subgénero *Cordiceramus* SEITZ y bioestratigrafía. - *Bol. Geol. Min.*, **103** (5): 837-892.
- LÓPEZ, G. & SANTAMARIA, R. 1992. Correlacion entre las zonaciones de ammonites e inoceramidos de parte de la cuenca Navarro-Cantabria y la plataforma Norcastellana. - III Congreso de Espana y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, *Actas*, **1**: 524-528.
- LOTZE, F. 1955. Salzdiapirismus im nördlichen Spanien. - *Zt. Dt. Geol. Ges.*, **105**: 814-822.
- LOTZE, F. 1960. Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression (Nordspanien). - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **2** [1960]: 132-144.
- MAESTRE, A. 1864. Descripción física y geológica de la provincia de Santander. - Junta General de Estadística: 1-120.
- MALLADA, L. 1904. Explicación del mapa geológico de España. Sistemas infracretáceo y Cretáceo. - *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, **7**: 537 pp.
- MALOD, J. A. 1989. Iberian kinematics during the Cretaceous - Paleogeographic consequences. - in: WIEDMANN, J. (ed.). Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd. Intern. Cretaceous Symposium, Tübingen 1987: 3-16; Stuttgart (Schweitzerbart).
- MALOD, J. A.; BOILLLOT, G.; CAPDEVILA, R.; DUPEUBLE, P.-A.; LEPVRIER, C.; MASCLÉ, G.; MÜLLER, C. & TAUGOURDEAU-LANTZ, J. 1982. Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain: Observations with the submersible Cyana. - in: LEGGETT, J. K. (ed.). Trench-forearc geology. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **10**: 309-315.
- MATSUMOTO, T. 1977a. Zonal correlation of the Upper Cretaceous in Japan. - *Spec. Pap. Palaeont. Soc. Japan*, **21**: 63-74.
- MATSUMOTO, T. 1977b. On the so-called Cretaceous transgressions. - *Spec. Pap. Palaeont. Soc. Japan*, **21**: 75-84.
- MAUSA, I. 1996. Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Bielba (Provinz Kantabrien, Nordspanien). - unveröff. Dipl. Kart. FU Berlin: 45 pp.
- MEISTER, C. 1989. Les ammonites du Crétacé Supérieur d'Ashaka, Nigéria. - *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. elf aquitaine suppl.*, **13**: 1-84.
- MEISTER, C.; ALZOUMA, K.; LANG, J. & MATHEY, B. 1992. Les ammonites du Niger (Afrique Occidentale) et la transgression transsaharienne au cours du Cénomaniens-Turonien. - *Geobios*, **25** (1): 55-100.
- MEISTER, C.; ALZOUMA, K.; LANG, J.; MATHEY, B. & PASCAL, A. 1994. Nouvelles données sur les ammonites du Niger oriental (Ténéré, Afrique occidentale) dans le cadre de la transgression du Cénomaniens - Turonien. - *Geobios*, **27** (2): 189-219.
- MELÉNDEZ, B. 1975. Pistas fósiles de crustáceos en el Cretácico de Matalenas (Santander). - *Estud. Geol.*, **31**: 771 - 775.
- MENGAUD, L. 1910. Sénonien supérieur des environs de Santander. - *Bull. Soc. Geol. France (Sér. 4)*, **10**: 482-484.
- MENGAUD, L. 1914. Crétacé des environs de Comillas (Santander). - *C. R. Acad. Sci. Paris*, **158**: 1-143.
- MENGAUD, L. 1920. Recherches géologiques dans la région cantabrique. - *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **48**, 73-272.
- MENSINK, H. 1966. Stratigraphie und Paläogeographie des marinen Jura in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). - *Beih. Geol. Jb.*, **44**: 55-102.
- MESCHEDE, M. 1985. The geochemical character of volcanic rocks of the Basco-Cantabrian basin, northeastern Spain. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, [1985] (2): 115-128.
- MESCHEDE, M. 1987a. The continental geochemistry of Triassic ophiolites of northern Spain. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* [1987] (5): 287-296.
- MESCHEDE, M. 1987b. The tectonic and sedimentary development of the Biscay synclinorium in northern Spain. - *Geol. Rdsch.*, **67** (2): 567-577.
- METZDORF, R. 1992. Zur Fauna des *Hyphantoceras*-Event (Oberes Turonien) von Halle und Bielefeld (Westfalen, NW-Deutschland). - *Ber. Naturwiss. Verein Bielefeld u. Umgegend*, **33**: 271-331.

- MIALL, A. D. 1986. Eustatic sea level changes interpreted from the stratigraphic record: a critique of the methodology with particular reference to the north sea Jurassic record. - *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **70**: 131-137.
- MIALL, A. D. 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. - *J. Sed. Petrol.*, **61**: 497-505.
- MIALL, A. D. 1992. Exxon global cycle chart: an event for every occasion? - *Geology*, **20**: 787-790.
- MOJICA, J. 1979. Über das Mesozoikum im zentralen Teil des nordöstlichen Keltiberikums (Ateca-Schwelle, Umgebung von Nuévalos, Provinz Zaragoza, Spanien). - *Arb. Inst. Geol.-Paläont. Univ. Stuttgart* **74**: 1-70.
- MONTADERT, L.; CHARPAL, O. [DE] & ROBERTS, D. 1979. Northeast Atlantic passive continental margins: Rifting and subsidence processes. - in: TALWANI, M.; MAY, W. & RYAN, W.B.F. (eds.). *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironment*. - *Ewing Ser.*, **3**: 154-185.
- MONTADERT, L.; ROBERTS, D. G.; CHARPAL, O. [DE] & GUENOC, P. 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. - *Init. Rep. DSDP*, **48**: 1025-1060.
- MORTIMORE, R. 1986. Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. - *Proc. Geol. Ass.*, **97** (2): 97-139.
- MORTIMORE, R. N. & POMEROL, B. 1987. Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. - *Proc. Geol. Ass.*, **98** (2): 97-143.
- MORTIMORE, R. & POMEROL, B. 1991. Stratigraphy and eustatic implications of trace fossil events in the Upper Cretaceous chalk of northern Europe. - *Palaios*, **6**: 216-231.
- MORTIMORE, R. & POMEROL, B. 1994. The Anglo-Paris Basin - a chalk study. - *Geol. Ass. Exc. Guide* 7-15th April 1994.
- MORTIMORE, R. N.; POMEROL, B.; WOOD, C. J. & ERNST, G. (in press): Late Cretaceous tectonics and eustatics: The Anglo-Paris Basin compared with other European basins. - *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*.
- MULLINS, H. T. & COOK, H. E. 1986. Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. - *Sed. Geol.*, **48**: 37-79.
- NEUWEILER, F. 1989. Faziesanalyse pelagischer Kalke aus der tieferen Oberkreide von Hilter/Hankenberge a. T. W., Teil II: Obercenoman bis Mitteluron. - unveröff. Dipl. Arbeit FU Berlin: 116 pp.
- NEUWEILER, F. 1995. Dynamische Sedimentationsvorgänge, Diagenese, und Biofazies unterkretazischer Plattformränder (Apt/Alb; Soba-Region, Prov. Cantabria, N-Spanien). - *Berl. geowiss. Abh. (E)*, **17**: 235 pp.
- NEUWEILER, F. & BOLLMANN, J. 1991. Sedimentäre Sequenz der Plänerkalk-Gruppe der tiefen Oberkreide von Hilter/Hankenberge (Teutoburger Wald, NW-Germany). - *Zbl. Geol. Paläont.*, **11** (1): 1623-1643.
- NIEBUHR, B. 1995. Fazies-Differenzierungen und ihre Steuerungsfaktoren in der höheren Oberkreide von S-Niedersachsen/Sachsen-Anhalt (N-Deutschland). - *Berliner geowiss. Abh. (A)* **174**: 1-131.
- OBATA, I. & FUTUKAMI, M. 1977. The Cretaceous sequences of the Manji dome, Hokkaido. - *Spec. Pap. Palaeont. Soc. Japan*, **21**: 23-30.
- OBATA, I.; TANABE, K. & FUTAKAMI, M. 1979. Ontogeny and variation in *Subprionocyclus neptuni*, an Upper Cretaceous collignoniceratid ammonite. - *Bull. Natn. Sci. Mus., (C: Geol.)*, **5** (2): 52-93.
- OLIVET, J. L. (1996): La cinématique de la plaque Ibérique (kinematics of the Iberian plate). - *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine*, **20** (1): 131-195.
- OPPERMANN, K. 1996. Das Santon und Untercampan von Soto de la Marina (Kantabrien, Nordspanien): Sedimentologie, Stratigraphie und Faziesentwicklung. - unveröff. Diplomarbeit FU Berlin: 93 pp.
- OTTO, A. 1996. Stratigraphie und Faziesentwicklung des Santon und Campan der Syncline von Loredolagre, Provinz Kantabrien (Nordspanien). - unveröff. Diplom-Arbeit FU Berlin: 77 pp.
- PASCAL, A. 1976. Variations séquentielle rapides de sédimentation sur la bordure des plates-formes urgoniennes en Espagne du Nord. - *Bull. Soc. geol. Fr.*, **18**: 1005-1009.
- PASCAL, A. 1982a. Evolution des systèmes biosédimentaires urgoniens en Espagne du Nord. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **165**: 77-86.
- PASCAL, A. 1982b. Sédimentologie de l'urgonien basco-cantabrique: Caractérisation des principaux motifs sédimentaires. Région clef de Ramales-Soba-Valnera (Santander). - *Cuad. Geol. Iberica*, **8**: 85-97.
- PASCAL, A. 1985. Les systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge Nord-Ibérique. - *Mém. géol. Univ. Dijon*, **10**: 569 pp.
- PESSAGNO, E. A. 1967. Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the western Gulf Coastal Plain - *Paleontographica Americana*, (V) **37**: 245-445.
- PETRASCHEK, W. 1902. Die Ammoniten der sächsischen Kreideformation. - *Beitr. Geol. Österreich-Ungarn u. d. Orients*, **14**: 131-162.
- POSTUMA, J. A. 1971. Manual of planktonic foraminifera. - 412 pp.
- PUIG, G. & SANCHEZ, R. 1888. Datos para la geología de la provincia de Santander. - *Bol. Com. Mapa geol. de España*, **15**: 251-329.
- PUJALTE, V. 1981. Sedimentary succession and paleoenvironments within a fault-controlled basin: the "Wealden" of the Santander area, northern Spain. - *Sed. Geol.*, **28**: 293-325.



- PUJALTE, V. 1982a. La evolución paleogeográfica de la cuenca "Wealdense" de Cantabria. - Cuad. Geol. Iberica, 8: 65-83.
- PUJALTE, V. 1982b. Tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense. - in: El Cretácico de España, Univ. Complutense, Madrid: 51-61.
- RAMIREZ DEL POZO, J. 1969. Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckienses y Wealdense del Norte de España. - Edic. CEPESA, S.A.: 1-68.
- RAMIREZ DEL POZO, J. 1971. Bioestratigraphia y microfacies del Jurásico y Cretácico del norte de España (région Cantábrica). - Mem. Inst. Geol. Min. España, 78: 1-354.
- RAMIREZ DEL POZO, J. & AGUILAR TOMAS, M. J. 1972. Consideraciones sedimentológicas y paleogeográficas de las facies Purbeck y Weald de la cubeta de Santander-Burgos. - Estud. Geol., 28: 173-192.
- RAT, P. 1954. Observations sur le facies saumates et marines de la base du Wealden dans l'Est de la province de Santander (Espagne). - C. R. Acad. Sci., 239: 1820-1821.
- RAT, P. 1959. Les pays Crétacé basco-cantabrique (Espagne). - Publ. Univ. Dijon, 18: 1-525.
- RAT, P. 1962. Contribution a l'étude stratigraphique du Purbeckien-Wealdien de la région de Santander (Espagne). - Bull. Soc. geol. France, 4:3-12.
- RAT, P. 1963. Problemes du Crétacé inférieur dans le Pyrénées et le Nord de l'Espagne. - Geol. Rdsch., 53: 205-220.
- RAT, P. 1982. Subsidence et évolution des environnements sédimentaires sur la marge cantabrique (Espagne) au Crétacé. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165: 32-45.
- RAT, P. & PASCAL, A. 1979. De l'étage aux systèmes bio-sédimentaires urgoniens. - Geobios, Mém. spéc., 3: 385-399.
- READING, H. G. 1975. Strike slip fault systems: an ancient example from the Cantabrian. - Congr. Int. Sed., Nice, 4: 287-292.
- REHFELD, U. & OTTO, A. 1995. Distribution and preservation siliceous sponges of the rhythmical bedded spongiolithic rocks in the Lower Campanian of N-Spain (Cantabria, Santander area): Response to autecology and sea level development. - Berliner geowiss. Abh. (E), 16 (1): 109-127.
- REIJMER, J. J. G.; TEN KATE, W. G. H. Z.; SPRENGER, A. & SCHLAGER, W. 1991. Calciturbidite composition related to exposure and flooding of a carbonate platform (Triassic, Eastern Alps). - Sedimentology, 38: 1059-1074.
- REITNER, J. 1987. Mikrofazielle, palökologische und paläogeographische Analyse ausgewählter Vorkommen flachmariner Karbonate im Basko-Kantabrischen Strike Slip Fault-Becken-System (Nordspanien) an der Wende von der Unterkreide zur Oberkreide. - Documenta naturae, 40: 1-239.
- REITNER, J. 1989. - Lower and Mid-Cretaceous coralline sponge community of the Boreal and Tethyan realms in comparison with modern ones - palaeoecological and paleogeographic implications. - in: WIEDMANN, J. (ed.). Cretaceous of the Western Tethys. - Proc. 3rd Int. Cret. Symp. 1987: 851-878, Stuttgart (Schweizerbart).
- REITNER, J. 1991. Erster Nachweis eines Rudisten [*Durania mortoni* (MANTELL, 1833)] aus der Mittelkreide von Helgoland. - Geol. Jb. (A), 120: 271-279.
- REITNER, J. & WIEDMANN, J. 1982. Die Deltaphasen der Unterkreide am Basko-Kantabrischen Kontinentalrand, Nordspanien. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165 (1): 60-76.
- REITNER, J.; WILMSEN, M. & NEUWEILER, F. 1995. Cenomanian/Turonian sponge/microbialite deep water hardground community (Liencres, northern Spain). - Facies, 32: 203-212.
- RIEDEL, L. 1940. Über eine tektonische Phase an der Wende Quadraten-Mucronaten-Senon (Peiner-Phase) in Nordwestdeutschland. - Z. Dt. Geol. Ges., 92: 253-258.
- ROBASZYNSKI, F. 1983. Conclusions to the colloquium on the Turonian stage: Integrated biostratigraphic charts and facies maps (France and adjacent areas). - Zitteliana, 10: 585-594, München.
- ROBASZYNSKI, F. 1984. The Albian, Cenomanian and the Turonian stages in their type regions. - Bull. geol. Soc. Denmark, 33: 191-198.
- ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. (coord.) 1979a. Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (mer Boréale et Téthys). - Cah. Micropaléont., 1: 1-185.
- ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. (coord.) 1979b. Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (mer Boréale et Téthys). - Cah. Micropaléont., 2: 1-181.
- ROBASZYNSKI, F.; ALCAYDE, G.; AMÉDRO, F.; BADILLET, G.; DAMOTTE, R.; FOUCHER, J.-C.; JARDINE, S.; LEGOUX, O.; MANIVIT, H.; MONCIARDINI, C. & SORNAY, J. 1982a. Le Turonien de la région-type: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. - Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine, 6: 110-225.
- ROBASZYNSKI, F.; ALCAYDÉ, G.; AMÉDRO, F.; BADILLET, G.; DAMOTTE, R.; FOUCHER, J. C.; JARDINE, S.; LEGOUX, O.; MANIVIT, H.; MONCIARDINI, C.; SORNAY, J. 1982b. L'étage Turonien dans sa région-type "de Saumur à Montrichard". Biostratigraphie, sédimentologie, coupures. - Mém. Mus. Nat. Hist. nat. (C: Sciences de la terre), 49:15-28.
- ROBASZYNSKI, F.; CARON, M.; DUPUIS, C.; AMÉDRO, F.; GONZALES DONOSO, J. M.; LINARES, D.; HARDENBOL, J.; GARTNER, S.; CALANDRA, F. & DELOFFRE, R. 1990. A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: Formations, zones and

- sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. - Bull. Centres Rech. Expl.-Prod. Elf Aquitaine, **14** (1): 213-384.
- SALOMON, J. 1973. *Theriosynoecum fittoni*, sa répartition et sa signification stratigraphique dans le Wealden du Nord de l'Espagne. - Rev. Micropaleont., **16**: 132-136.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. 1982. Asturias-León. - in: El Cretácico de España, Univ. Complutense, Madrid: 25-48.
- SANTAMARIA-ZABALA, R. 1992. Los ammonioideos del Cenomaniense superior al Santoniense de la plataforma Nord-Castellana y de la cuenca Navarro-Cantabra. Parte I: Bioestratigrafía y sistemática: Phylloceratina, Ammonitina (Desmocerataceae y Hoplitaceae) y Ancyloceratina. - Treb. Mus. Geol. Barcelona, **2**: 171-268.
- SAVRDA, C. E. & BOTTJER, D. J. 1986. Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. - *Geology*, **14**: 3-6
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D. J. 1987. Trace fossils as indicators of bottom-water redox conditions in ancient marine environments. - in: BOTTJER, D. J. (ed.). New concepts in the use of biogenic sedimentary structures for paleoenvironmental interpretation. - Soc. Econ. paleont. Mineral., Pacific Sect., Guidebook. **52**: 3-26.
- SAVRDA, C. E. & BOTTJER, D. J. 1989. Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **74**: 49-74.
- SAVRDA, C. E.; BOTTJER, D. J. & SEILACHER, A. 1991. Redox-related benthic events. - in: EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.). Cycles and events in stratigraphy: 524-541.
- SCHAAF, D. 1986. Der Jura der kantabrischen Ketten (Nordspanien) - Genese und Evolution eines speziellen marinen Sedimentationsraumes. - unveröff. Diss. Universität Tübingen, 182 pp.
- SCHÄFER, K. 1969. Vergleichende Schaubilder zur Bestimmung des Allochemgehalts bioklastischer Karbonatgesteine. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. [1969] (2): 173-184.
- SCHLAGER, W.; REIJMER, J. J. G. & DROXLER, A. 1994. Highstand shedding of carbonate platforms. - Jour. Sed. Res. (B), **64** (3): 270-281.
- SCHWENTKE, W. 1990. Upper Cretaceous tectono-sedimentary and facies evolution of the Basque Pyrenees (Spain). - Tübinger geowiss. Arb., **7**: 194 pp.
- SCHWENTKE, W. & WIEDMANN, J. 1985. Oberkreide-Entwicklung im Estella-Becken (Nordspanien). - *Facies*, **12**: 1-74, Erlangen.
- SCOTT, G. 1940. Paleocological factors controlling the distribution and mode of life of Cretaceous ammonoids in the Texas area. - *J. Paleont.*, **14**: 299-323.
- SEGURA, M. & WIEDMANN, J. 1982. La transgression del Cretacico Superior en el sector de Atienza-Sigüenza (Guadalajara, Cordillera Iberica) y el significado de la fauna ammonitifera. - *Cuad. Geol. Iber.*, **8**: 293-307.
- SEILACHER, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. - *Mar. Geol.*, **5**: 413-428.
- SIMIONESCU, J. 1899. Fauna cretacica superiöra de la Ūrmos (Transilvania). - *Acad. Romana* **1**: 129-275.
- SOLER, R.; LÓPEZ VILCHEZ, J. & RIAZA, C. 1980. Petroleum geology of the bay of Biscay. - in: ILLING, L. V. & HOBSON, G. D. (eds.). Petroleum geology of the continental shelf of north-west Europe: 474-482.
- STEHLI, F. G. 1966. Some applications of foraminiferal ecology - Proc. 2nd West African Micropalaeont. Coll. Ibadan 1965: 223-240.
- STILLE, H. 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. - 443 pp.; Berlin (Borntraeger).
- STOKES, R. B. 1977. The echinoids *Micraster* and *Epiaster* from the Turonian and Senonian of England. - *Paleont.*, **20** (4): 805-821.
- TANABE, K. 1979. Palaeoecological analysis of ammonoid assemblages in the Turonian *Scaphites* facies of Hokkaido, Japan. - *Paleont.*, **22** (3): 609-630.
- TANABE, K.; OBATA, I. & FUTAKAMI, M. 1978. Analysis of ammonoid assemblages in the Turonian of the Manji area, central Hokkaido. - *Bull. Nat. Sci. Mus. (C: Geol.)*, **4**: 37-62.
- TARKOWSKI, R. 1991. Stratigraphy, macrofossils and palaeogeography of the Upper Cretaceous from the Opole trough. - *Bull. Sci. Acad. Min. Metall.*, **51**: 1-156.
- THEUERKAUFF, J. 1987. Lithologie und Stratigraphie der Kreide im Becken von Santander (N.-Spanien). - unveröff. Dipl. Arbeit FU Berlin: 87 pp.
- TRÖGER, K. A. 1989. Problems of Upper Cretaceous inoceramid biostratigraphy and paleobiogeography in Europe and western Asia. - in: WIEDMANN, J. (ed.). Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings, 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987: 911-930; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- TRÖGER, K. A. & VOIGT, T. 1995. Event- und Sequenzstratigraphie in der sächsischen Kreide. - *Berl. geowiss. Abh. (E)*, **16** (1): 255-267.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M. [JR.] & THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. - in: PAYTON, C. E. (ed.). Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, **26**: 49-212.
- VEGAS, R. & BANDA, E. 1983. Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsula. - *Earth. Sci. Rev.*, **2** (4): 320-343.
- VERNEUIL, E. 1852. El terreno cretáceo en España. - *Rev. Min.*, **3**: 339-471.
- VIRGILI, C. 1977. Le Trias du Nord de l'Espagne. - *Bull. BRGM.*, **4** (3): 205-213.

- VISSER, . 1984. Meeresspiegelschwankungen an der Trias/Jura-Wende in Nordspanien. - Z. Dt. Geol. Ges., 135: 27-36.
- VOIGT, . 1994. Faziesentwicklung und Ablagerungssequenzen am Rande eines Epikontinentalmeeres - Die Sedimentationsgeschichte der Sächsischen Kreide. - unveröff. Diss. TU Bergakademie Freiberg.
- WALASZCZYK, . 1992. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. - Acta. Geol. Pol., 42 (1/2): 1-123.
- WALKER, R. G. 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. - Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 62: 932-966.
- WATTER, D. 1992. Faziesentwicklung und Stratigraphie im Oberkreide-Standardprofil von Santander (N.-Spanien) unter besonderer Berücksichtigung des Coniac und Santon. - unveröff. Dipl. Arb. FU Berlin: 77 pp.
- WEIDICH, K. F. 1987. Das Ultrahelvetikum von Liebenstein (Allgäu) und seine Foraminiferenfauna. - Zitteliana, 15: 555-573.
- WESTERMANN, G. E. G. 1989. New developments in ecology of Jurassic-Cretaceous ammonoids. - Proc. of II Pergola Symp. 1987: 1-21.
- WIEDMANN, J. 1960. Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses céphalopodes. C.R. 84e Congrès Soc. Savantes Paris et Départm., Dijon 1959, Sect. Sciences, Sous-sect. Géol.: 709-764.
- WIEDMANN, J. 1964. Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses céphalopodes. - Estud. Geol., 20: 107-148.
- WIEDMANN, J. 1975. Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico superior de las cadenas Celtibéricas. - Actas I<sup>er</sup> Symposium Cretácico Cordillera Ibérica, Cuenca 1974: 135-153.
- WIEDMANN, J. 1976. Geo- und hydrodynamische Prozesse im Schelfbereich in ihrer Auswirkung auf mesozoische Fossil-Vergesellschaftungen. - Zbl. Geol. Paläont., 6 (2): 424-439.
- WIEDMANN, J. 1979a. Itéraire géologique à travers le Crétacé moyen des Chaines Vascogotique et Celtibériques (Espagne du Nord). - Cuad. Geol. Ibér., 5: 125-240.
- WIEDMANN, J. 1979b. Die Ammoniten der NW-deutschen, Regensburger und Ostalpinen Oberkreide im Vergleich mit den Oberkreidefaunen des westlichen Mittelmeergebietes. - in: WIEDMANN, J. (ed.). Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A 6: 335-350.
- WIEDMANN, J. 1982. Grundzüge der kretazischen Subsidenz-Entwicklung im Südatlantik, in Marokko, Nordspanien und im Helvetikum. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165 (1): 5-31.
- WIEDMANN, J. & KAUFFMAN, E. G. 1978. Mid-Cretaceous biostratigraphy of northern Spain. - Ann. Mus. nat. Nice, 4: iii1-iii22.
- WIEDMANN, J. & BOESS, J. 1984. Ammonitenfunde aus der Biskaya-Syncline (Nordspanien) - Kreidegliederung und Alter des Kreide-Vulkanismus. - Eclogae Geol. Helv., 77 (3): 483-510.
- WIEDMANN, J.; REITNER, J.; ENGESER, T. & SCHWENTKE, W. 1983. Plattentektonik, Fazies- und Subsidenzgeschichte des basko-kantabrischen Kontinentalrandes während Kreide und Alt-Tertiär. - Zitteliana, 10: 207-244.
- WIESE, F. 1992. Das Turon und Unter-Coniac von Liencres, Prov. Kantabrien, Spanien: Lithologische Entwicklung, Sedimentologie, Stratigraphie, sedimentäre Sequenzen und Entwicklung des Sedimentationsraums. - unveröff. Dipl. Arb. FU Berlin: 80 pp.
- WIESE, F. 1995. Das mittelturone *Romaniceras kallei*-Event im Raum Santander (Nordspanien): Lithologie, Stratigraphie, laterale Veränderung der Ammonitenassoziationen und Paläobiogeographie. - Berl. geowiss. Abh. (E), 16 (1): 61-77.
- WIESE, F. 1996a. The Mid-Turonian *Romaniceras kallei* event in northern Cantabria: Lithology, stratigraphy, lateral distribution of ammonite assemblages and palaeobiogeographical implications. - Ber.-Rep. GPI Kiel, 76 (J. WIEDMANN Symposium, Tübingen): 188-194.
- WIESE, F. 1996b. Preliminary data on the Turonian ammonite biostratigraphy of the Liencres area (Province Cantabria, northern Spain). - Berl. geowiss. Abh. (E), 18: 343-352, Berlin.
- WIESE, F. & KÜCHLER, T. 1995. Turonian substage boundaries in northern Spain. - 2nd Int. Symp. on Cretaceous Stage Boundaries, Brussels, Abstr. Vol.: 126.
- WIESE, F. & WILMSEN, M. 1995. Erstnachweis von *Litophragmatoceras incomptum* KENNEDY & COBBAN (Ammonoidea, Kreide) in Europa aus dem Mittelcenoman von Liencres (Kantabrien, N-Spanien). - Berl. Geowiss. Abh. (E), 16 (1): 53-59.
- WIESE, F. & WILMSEN, M. (in press). Sequence stratigraphy in the Cenomanian to Campanian of the North Cantabrian Basin (northern Spain) - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (J. WIEDMANN Memorial Vol.).
- WIESE, F.; BRÜNING, J. & OTTO, A. 1996. First record of *Libycoceras ismaelis* (ZITTEL, 1883) (Cretaceous Ammonoidea) in Europe (Campanian of the Santander Area, northern Spain). - Acta Geol. Polonica, 46 (1-2): 105-116.
- WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENSALL, C. G. S. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C. (eds) 1988. Sea level changes: An integrated approach. - SEPM, Spec. Publ., 42: 1-407.
- WILMSEN, M. 1993. Lithologische Entwicklung, sedimentäre Zyklen, Stratigraphie und Faziesanalyse im Oberalb bis Cenoman von Liencres, Prov. Kantabrien, Nord-Spanien. - unveröff. Dipl. Arbeit FU Berlin: 80 pp.

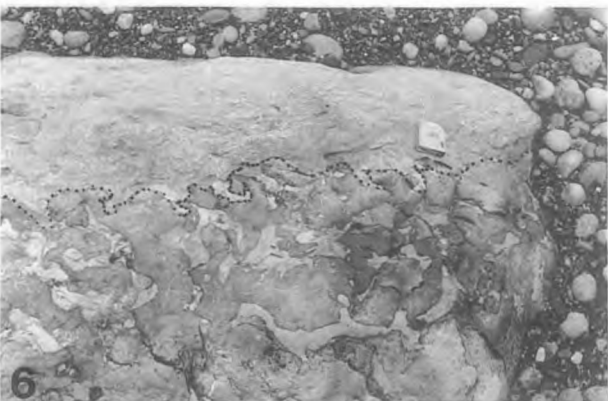
- WILMSEN, M. 1996a. The Cenomanian of northern Cantabria (N.-Spain): Facies development and sequential subdivision. - J. WIEDMANN Symposium (Tübingen 7-10. 03 1996), Ber.-Rep. GPI Kiel 76: 181-187.
- WILMSEN, M. 1996b. Flecken-Riffe in den Kalken der "Formación de Altamira" (Cenoman, Cobreces/Toñanes-Gebiet, Prov. Kantabrien, Nord-Spanien): Stratigraphische Position, fazielle Rahmenbedingungen und Sequenzstratigraphie. - Berliner geowiss. Abh. (E), 18: 353-373.
- WILMSEN, M. 1997a. Some notes on the Cenomanian cephalopod fauna of the North Cantabrian Basin (northern Spain). - Freiburger Forschungshefte (C), 468 (TRÖGER-Festschrift): 319-331.
- WILMSEN, M. 1997b. Das Alb und Cenoman im Nordkantabrischen Becken (Provinz Kantabrien, Nordspanien): Faziesentwicklung, Bio- und Sequenzstratigraphie. - unveröff. Dissertation FU Berlin: 165 pp.
- WILMSEN, M & WIESE, F. 1996. *Scaphites bituberculatus* SANTAMARIA-ZABALA, 1992 (Cretaceous Ammonoidea) from the Upper Cenomanian of Tagle (Prov. Cantabria, northern Spain): Geological setting, palaeontology and stratigraphical position. - Acta Geol. Polonica, 46 (1-2): 89-98.
- WILMSEN, M.; WIESE, F. & ERNST, G. 1996. Facies development, events and sedimentary sequences in the Albian to Maastrichtian of the Santander depositional Area, North Spain. - Mitt. geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 77: 337-367.
- WOOD, C. J.; ERNST, G. & RASEMANN, G. 1984. The Turonian/Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjacent areas: the Salzgitter-Salder Quarry as a proposed international standard section. - Bull. geol. Soc. Denmark, 33: 225-238.
- WRAY, D. 1995. Origin of clay-rich beds in Turonian chalks from Lower Saxony, Germany - a rare-earth element study. - Chem. Geol., 119: 161-173.
- WRAY, D. S. & WOOD, C. J. 1995. Geochemical identification and correlation of tuff layers in Lower Saxony. - Berliner geowiss. Abh. (E), 16 (1): 215-225.
- WRAY, D. S.; KAPLAN, U. & WOOD, C. J. 1995. Tuff-Vorkommen und ihre Bio- und Eventstratigraphie im Turon des Teutoburger Waldes, der Egge und des Haarstrangs. - Geol. Paläont. Westf., 37: 1-51.
- WRIGHT, C. W. 1979. The ammonites of the English Chalk Rock (Upper Turonian). - Bull. Brit. Mus. Geol., 31 (4): 281-332.
- WRIGHT, C. W. & KENNEDY, W. J. 1981. The Ammonoidea of the Plenus Marls and the Middle Chalk. - Monograph Palaeont. Soc.: 148 pp..
- ZÁZVORKA, V. 1979. *Sphenoceras costatus* (FRIC, 1893) emend. ZÁZVORKA, 1979 (inoceramidae) z Coniaku svrchní kridy Ceck. - Casopis Národního Muzea, rada prirodovedna 148 (1): 42-49.
- ZIEGLER, P. A. 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 43: 1-198.

## **TAFEL 8-19**

**Alle auf den Tafeln abgebildeten Fossilien sind im Museum für Naturkunde der Humboldtuniversität zu Berlin, Invalidenstr. 43, 10155 Berlin, unter den angegebenen Registriernummern hinterlegt.**

## TAFEL 8

- Abb. 1)** Playa de Langre. Blick nach SW auf das Kliff. Aufgeschlossen sind Ober-Cenoman und Unter-Turon. Im Vordergrund ist eine Störung erkennbar, an der Unter-Turon (links) an Ober-Cenoman versetzt ist. Der Grenzbereich zwischen Turon und Cenoman (Pfeil) ist nur im Kliff erkennbar. Der deutliche Sedimentationsumschwung ist Ausdruck von SB Tu 1.
- Abb. 2)** Blick nach SW auf den Playa de Langre West. Aufgeschlossen ist DS Tu 2, deren später HST sich durch die prograden Kalk/Mergel-Zyklen deutlich ausdrückt. Die SB Tu 3 wird durch das plötzliche Einsetzen einer Turbidit-Folge markiert (Pfeil). Im rechten Bildabschnitt ist eine Abschiebung sichtbar, an der Santon neben Turon versetzt ist.
- Abb. 3)** HST der DS Tu 1 am Playa de Langre Ost. Erkennbar ist die im basalen Teil der Folge erst zögerlich einsetzende, prograde Sedimentation. Der „inflection point“ und damit die MFZ wird durch die Schicht 125a (Pfeil 1) markiert. Die *Orbirhynchia*-Lagen (Schichten 127 & 129) liegen kurz darüber (Pfeil 2).
- Abb. 4)** Trasvia. Blick vom Kliff nach Norden auf die Störungszone, an der Ober-Turon (rechts) gegen Unter-Coniac (links) versetzt ist. Der Störungsbereich ist intensiv tektonisiert. Gut sichtbar sind die geschleppten Schichten des Unter-Coniac (und obersten Ober-Turon).
- Abb. 5)** Trasvia. Unter-Turon (*nodosoides*-Zone) über dem Ober-Cenoman-Hartgrund. In Bereich der jungen Dame ist die unterturone Kalk/Mergel-Zyklik erkennbar.
- Abb. 6)** Nahaufnahme des Cenoman/Turon-Kontaktes im Strandbereich. Die durch Sandschliff geebnete Oberfläche zeigt deutlich die einige Dezimeter in den obercenomanen Plattformkalk der Altamira-Formation herabgreifenden *Thalassinoides paradoxicus*-Bauten. Die offengebliebenen Bautensysteme wurden später mit den grauen Kalkmergeln des Unter-Turon verfüllt (Kantenlänge des Maßstabes: 5 x 5,5 cm).
- Abb. 7)** Kontakt Ober-Cenoman/Mittel-Turon in MEGAUD's Straßenaufschluß an der Straße von La Rabia nach Oyambre (vgl. Abb. 30, Pkt. 5).





## TAFEL 9

- Abb. 1)** Blick nach Osten auf das Felswatt zu Arnia. Die rechterhand als natürliche Mauer der zerstörerischen Kraft des Bicaya-Ozeans Einhalt gebietende Felsklippe besteht aus cenomanen Plattformkalken der Altamira-Formation (WILMSEN 1997b). Die Geländerippe in der Mitte des Bildes wird von den Calciturbidit-Rinnen des LSF der DS Tu 4 gebildet. Der deutliche Geländeeinschnitt (Pfeil) markiert den Bereich vom *Sternotaxis plana*-Event bis zum „inflection point“ der Parasequenz 1 von DS Tu/Co. Dieses stratigraphische Intervall wittert in allen bearbeiteten Profilen immer deutlich aus und kann schon von weitem im Gelände erkannt werden (vgl. a. Taf. 9, Abb. 2; Abb. 4).
- Abb. 2)** Blick von Westen auf die Folge am Playa de Portio. Auch hier ist gut der Geländeeinschnitt im hohen Ober-Turon erkennbar (s. o.).
- Abb. 3)** Ensenada de Madero. Blick nach Osten auf die Schicht 100 (1), das *Romaniceras ornatissimum*-Event (2) und das *Romaniceras deverianum* Event (3).
- Abb. 4)** Playa de Tagle, Blickrichtung nach Westen. Sichtbar ist das Intervall vom oberen Bereich der DS Tu 3 bis einschließlich HST der DS Tu/Co (*deformis*-Zone). Auch hier wieder deutlich sichtbar die Geländedepression im höheren Ober-Turon (s.o.), in der sich der Weg zum Strande herunterschlingelt.
- Abb. 5)** Bucht östlich Playa de Portio, Kontakt des Mittel-Turon (*kallesi*-Zone) auf dem mittelcenomanen Hartgrund HG 99. Dieser Bereich repräsentiert den oberen Bereich des *kallesi*-Events. Als Besonderheit ist hier unterhalb des Hammers ein bereits völlig korrodiertes Nest von *Conulus subrotundus* (MANTELL) erkennbar.
- Abb. 6)** Bucht östlich Playa de Portio, Schicht 100 (*kallesi*-Zone) bis beginnender HST der DS Tu 3 in der *neptuni/deverianum*-AZ (rechter Bildrand). Von links nach rechts sind das *ornatissimum*-Event (mittlere *ornatissimum*-Zone) und das *deverianum*-Event mit einem Pfeil markiert.
- Abb. 7)** Playa de Tagle. Turbiditsequenzen des LSF der DS Tu 4 (*incertus/neptuni*-AZ, Ober-Turon).
- Abb. 8)** Playa de Tagle. Übergang von Calciturbiditen des LSF der DS Tu 4 zum LST der DS Tu 4, hier durch dickbankig verwitternde, autochthone Calcisphären-Wacke- bis Packstones gekennzeichnet (oberste *incertus/neptuni*-AZ).



## TAFEL 10

- Abb. 1)** Ensenada de Madero. *Romniceras ornatissimum*-Event (1) und die Mikrit-Turbidite des HST der DS Tu 2 (2). Die Grenze zur mittelturonen *deverianum*-Zone liegt vermutlich in den Turbiditen. Am rechten oberen Bildrand ist Schicht 118 (linsenförmiger Debrit) sichtbar.
- Abb. 2)** Ensenada de Madero. Debrit 118 (1), dessen Basis die SB Tu 2 markiert, das *Romniceras deverianum*-Event (Schicht 119) (2), das die Basis des Ober-Turon (*neptuni/deverianum* AZ) markiert und die LST/TST-Turbidite der DS Tu 3 (3).
- Abb. 3)** Ensenada de Madero. Detailaufnahme der HST-Turbidite der DS TU 2 (s. o.), Mittel-Turon, *ornatissimum/deverianum* (?) -AZ.
- Abb. 4)** Ensenada de Madero. HST der DS Tu 3. Der „thickening up“-Trend des späten HST ist gut sichtbar. Das Endglied wird durch Schicht 160 (Pfeil 2) markiert. Pfeil 1 markiert die Basis des Bereiches, dessen korrelatives Pendant aus Tagle in Abb. 6 abgebildet ist (*neptuni/deverianum*-AZ).
- Abb. 5)** Tagle. Im Vordergrund die SB Tu 3 (1), das *R. deverianum*-Event (2) und die retrograde Abfolge der Schichten 7-20. Dieses Intervall korreliert mit den Schichten 118-125 in Ensenada de Madero (s. o., unteres Ober-Turon). Im direkten Vergleich mit Abb. 2 wird deutlich, daß der TST in Tagle von autochthonen Folgen gebildet wird, in Ensenada de Madero hingegen noch von Turbiditsequenzen.
- Abb. 6)** Tagle. Später HST der DS Tu 3 (*neptuni/deverianum*-AZ). Dieser Bereich zeichnet sich hier durch einen „thinning up“-Trend knolliger Kalke aus, deren Top ein Aufarbeitungshorizont markiert. Sichtbar ist, daß die korrelativen Schichten in E. d. Madero deutlich mächtiger ausgebildet sind (s. o.).



## TAFEL 11

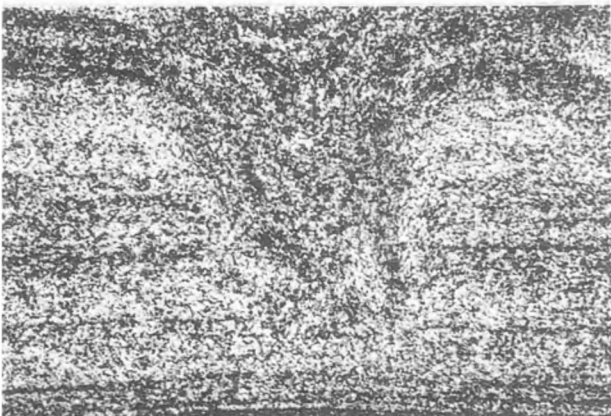
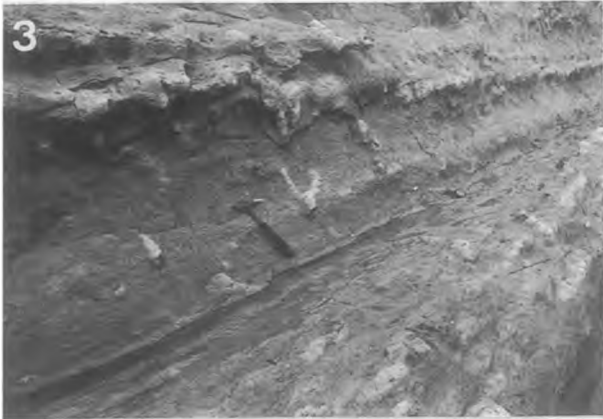
- Abb. 1)** Playa Arnia. "intraformational truncation surfaces" im LSF der DS Tu 4 (*incertus/neptuni*-AZ).
- Abb. 2)** Playa Arnia. LST mit Allochthoniten und wieder einsetzender autochthoner Sedimentation (oberste *incertus/neptuni*- und basale *scupini/germari*-AZ). In der linken Bildhälfte ist die FS (Pfeil) mit dem *Micraster leskei* (groß)-Event sichtbar [1: *Mytiloides incertus*/*Micraster leskei* (klein)-Event; 2: FAD von *Mytiloides scupini*, das FAD von *Prionocyclus germari* liegt ca. 150 cm höher; 3: *Micraster leskei* (groß)-Event].
- Abb. 3)** Playa Arnia. Blick auf die DS Tu 4 (*scupini/germari*-AZ). Nach einem kurzen, transgressiven Impuls oberhalb der FS (1) progradiert das System. Ungefähr in der Mitte der Abfolge liegt das *Sternotaxis plana*-Event (2). Links ist die SB Tu 5 erkennbar (3).
- Abb. 4)** Tagle. Nach einem Sturm in der Brandungszone freigewaschenes *Sternotaxis plana*-Nest im Bereich des *Sternotaxis plana*-Events. *S. plana* tritt im Arbeitsgebiet gerne in Nestern auf. In diesem Falle besteht die Akkumulation aus ca. 20 Individuen.
- Abb. 5)** Playa de Portio. Dachbank einer „thickening up“-Folge (TST der DS Tu/Co). Die darüber einsetzenden Mergel sind deutlich distaler als die Basis des vorherigen Zyklus. Das Stapelungsmuster ist daher insgesamt retrograd (*scupini/germari*-AZ).
- Abb. 6)** Playa de Portio. Parasequenz 1 der DS Tu 4 [*Didymotis* I-Event (1) bis *Didymotis* II-Event (3)]. Sichtbar in der rechten Bildhälfte ist der zunächst retrograde Trend der Folge. Nach einer dunklen und weit zurückspringenden Mergelfuge (2: "inflection point"), progradiert das System wieder (*scupini/germari*-AZ).
- Abb. 7)** Playa de Portio. Blick von Westen auf die Turbiditsequenzen des Unter-Coniac oberhalb der SB Co 1 (*deformis*-Zone).
- Abb. 8)** Playa de Portio. Blick auf den obersten Teil der DS Tu/Co (*Micraster*-Kalke, *rotundatus*- bis *deformis*-Zone, Unter-Coniac). Der Pfeil markiert die SB Co 1 und damit den Übergang zu den LSF-Turbiditen (vgl. Abb. 7)



## TAFEL 12

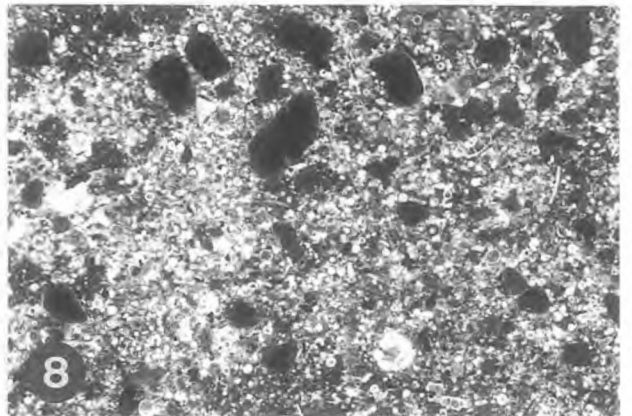
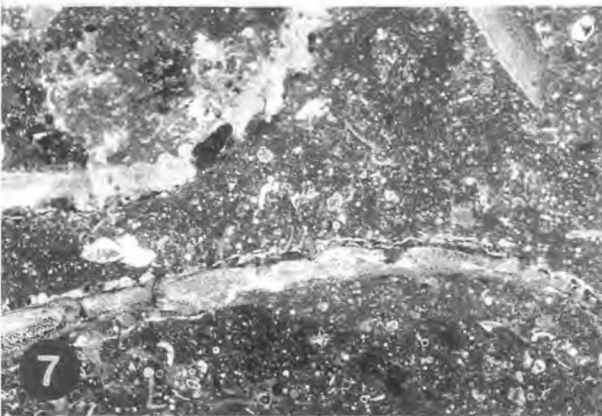
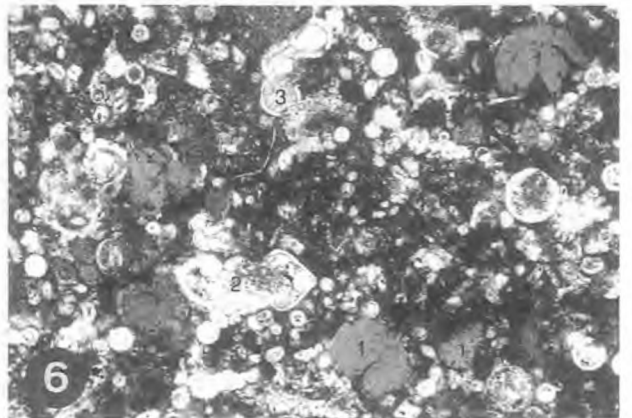
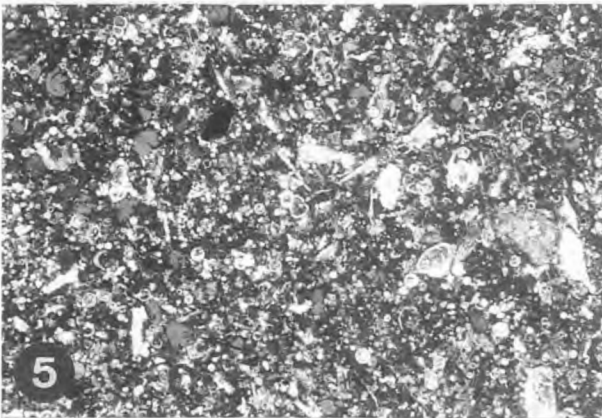
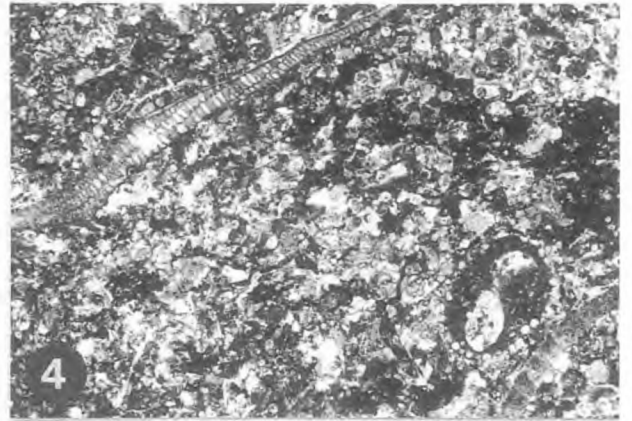
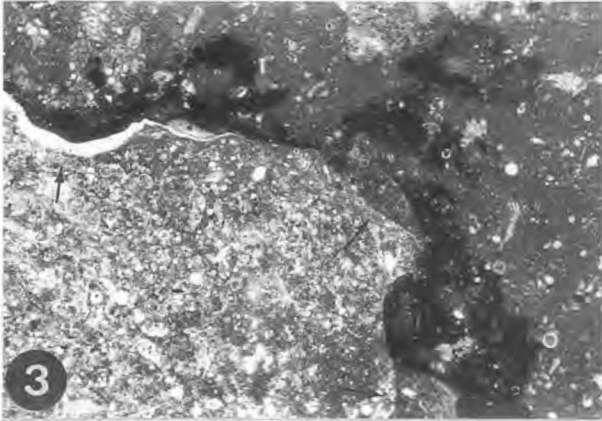
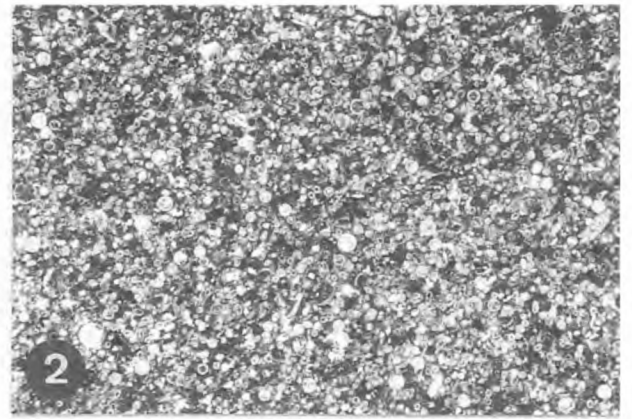
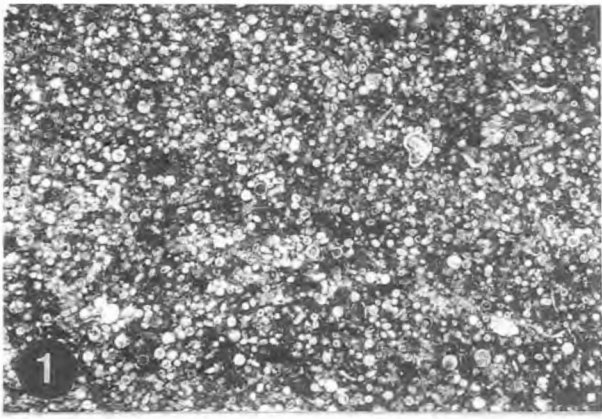
- Abb. 1)** Tagle West (Playa de Tagle). Glaukonitische Rinnenfüllung des LSF der DS Tu 2 mit intensiver Durchwirkung des Sedimentes durch *Macaronichnus segregatis* CLIFTON & THOMPSON (*turoniense*-Zone).
- Abb. 2)** Playa Arnia. Rippelschichtung in einem Rinnenkomplex des LSF der DS Tu 4 (*neptuni/deverianum*-AZ, Ober-Turon). Die knolligen Bereiche sind schichtparallele, frühdiagenetisch zementierte *Thalassinoides*-Bauten. Unterschiedliche Kompaktionsraten während der Diagenese verstärken den Eindruck eines schräggeschichteten Sedimentes.
- Abb. 3)** Playa de Portio. Vertikale *Thalassinoides*-Schäfte in der basalen DS Tu/Co (Parasequenz 1), *scupini/germari*-AZ, Ober-Turon.
- Abb. 4)** Bucht westlich Playa de Portio. Schichtparallele, hexagonale *Thalassinoides*-Bautensysteme im basalen HST der DS Tu 3 (*neptuni/deverianum*-AZ, Ober-Turon).
- Abb. 5)** Playa de Arnia. Schichtparallele Pasichnia und Foodichnia auf der Unterseite eines Turbidites (LSF der DS Tu 4).
- Abb. 6)** Ensenada de Madero. Vertikaler Anschnitt ausgedehnter *Zoophycos*-Bauten (Schicht 104, *ornatissimum*-Zone, Mittel-Turon).
- Abb. 7)** Playa de Arnia. Dünnschliff eines karbonatisch zementierten, siliziklastischen Turbidites mit Fluchtspur (LSF der DS Tu 4, *incertus/neptuni*-AZ). Bildbreite: ca. 3,3 cm.





## TAFEL 13

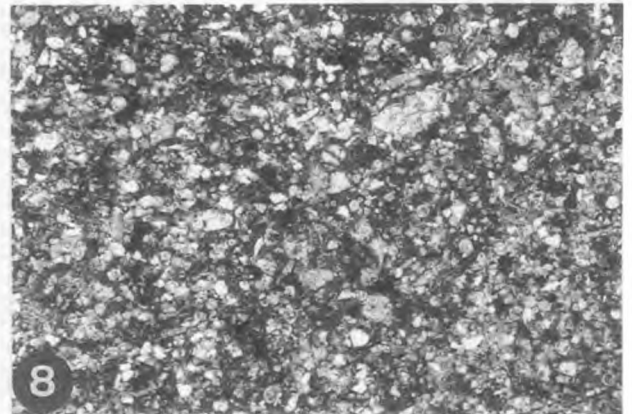
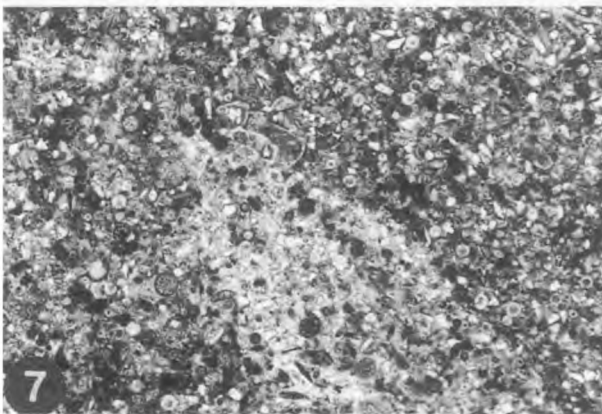
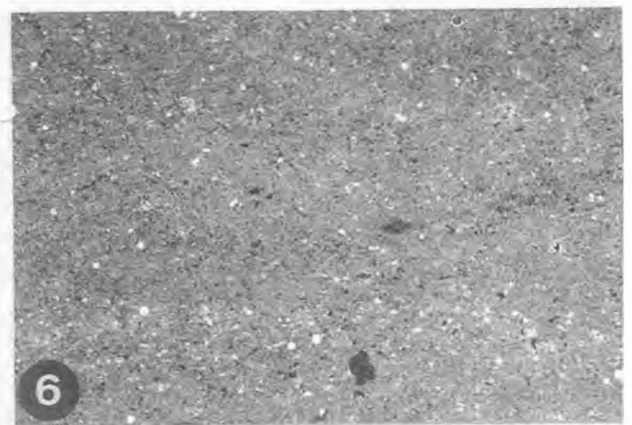
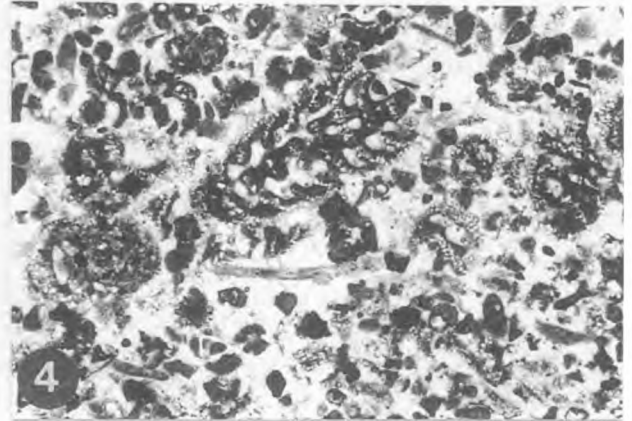
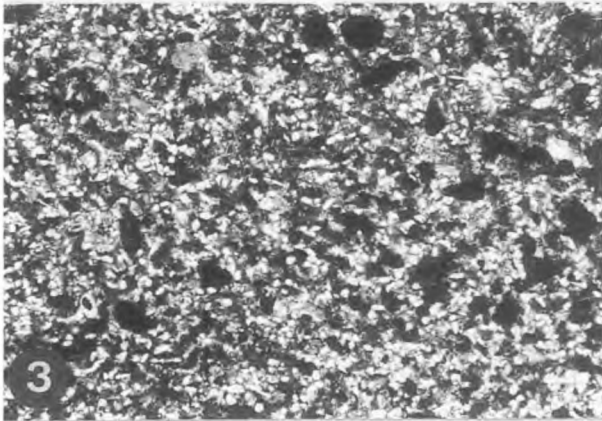
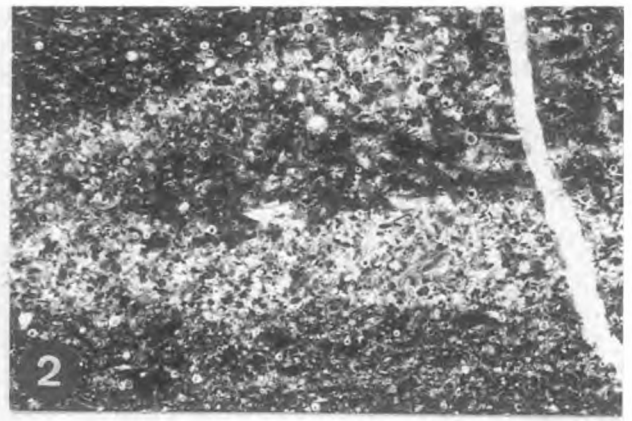
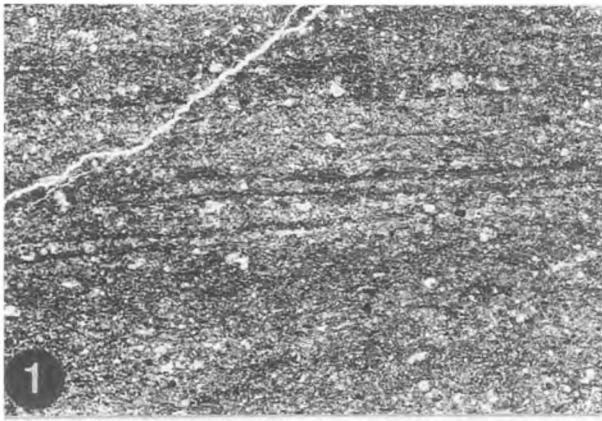
- Abb. 1)** Playa de Langre. Gut sortierter Calcisphären-Wacke/Packstone des distalen Environments östlich der Rio Miera-Flexur (BKB), Schicht 189 [*turoniense*-Zone (?), Mittel-Turon]. Bildbreite: ca. 5 mm.
- Abb. 2)** Universität Santander. Distale Calcisphären-Packstones des Nordkantabrischen Beckens. Prinzipiell ähnlich wie Abb. 1, nur etwas etwas gröber und schlechter sortiert bei geringfügig höherem Gehalt an angularem Silt und Bioklasten (Schicht 6, basale *kallesi*-Zone, Mittel-Turon). Bildbreite: ca. 5 mm.
- Abb. 3)** Trasvia. Kontakt zwischen siltführenden, bioklastischen Wackestones unterturonen Alters (*nodosoides*-Zone) und Ober-Cenoman in einem *Thalassinoides paradoxicus*-Bau. Reste einer vorherigen Verfüllung (Pfeile rechts) deuten eine komplexe Geschichte mehrphasiger Verfüllung und Exkavation an. Gravitativer Zement (Pfeil links) indiziert zumindest eine Emersionsphase. Bildbreite ca. 1 cm.
- Abb. 4)** Trasvia. Unterturonen, siltführender, bioklastischer Wackestone (Ausschnittsvergrößerung von Abb. 3.). Hauptkomponente ist Echinodermenschill. Unten rechts: litulacee Großforaminifere, die neben Silt und Calcisphären vorwiegend Rhaxen agglutinierte. Oben links: Bruchstück einer Austernschale mit vesiculärer Schalenstruktur. Bildbreite: ca. 8,5 mm.
- Abb. 5)** Tagle. Oberer Bereich des *kallesi*-Events, Mittel-Turon. Bioklastischer Wackestone mit planktonischen und benthonischen (*Lenticulina* sp.) Foraminiferen, Echinodermenschill und Calcisphären. Nicht-biogene Komponenten wie Glaukonit sind verbreitet. Bildbreite: 8,5 mm.
- Abb. 6)** Tagle. Detailvergrößerung von Abb. 5. Deutlich sichtbar die großen Glaukonitkörner (1) und planktonische Foraminiferen (2: *Praeglobotruncana stephani*, 3: *Praeglobotruncana praehelvetica*). Bildbreite: ca. 2,5 mm.
- Abb. 7)** Playa de Portio. Ausschnitt aus dem *Conulus*-Nest der basalen Schicht 100, *kallesi*-Zone (vgl. Taf. 9, Abb. 5). Bioklastischer Wackestone, der bei Zunahme von Echinidenschalen in einen Echinodermen-Floatstone übergehen kann. Bildbreite: ca. 1,8 cm.
- Abb. 8)** Ensenada de Madero. Schicht 120: glaukonitischer Calcisphären-Wackestone (*neptunideverianum*-AZ, Ober-Turon). Bildbreite: ca. 8,5 mm.



## TAFEL 14

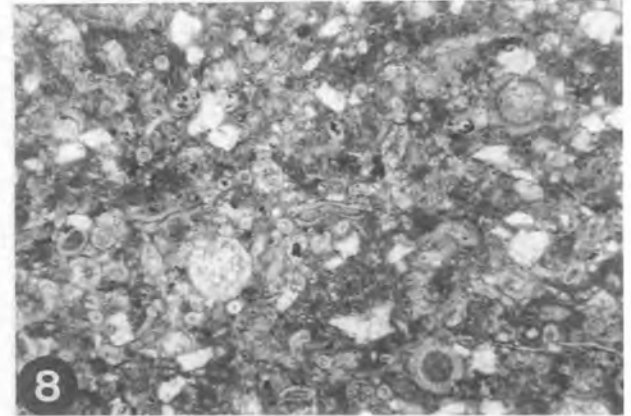
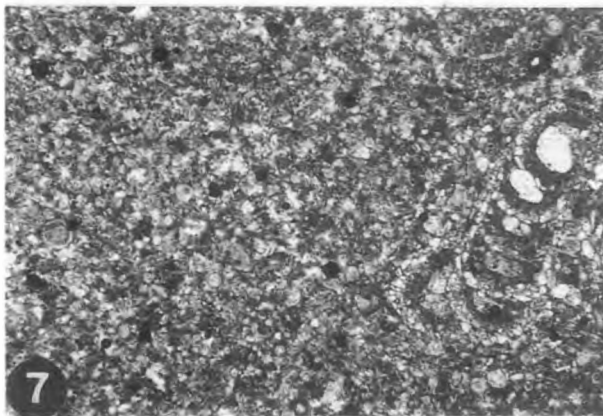
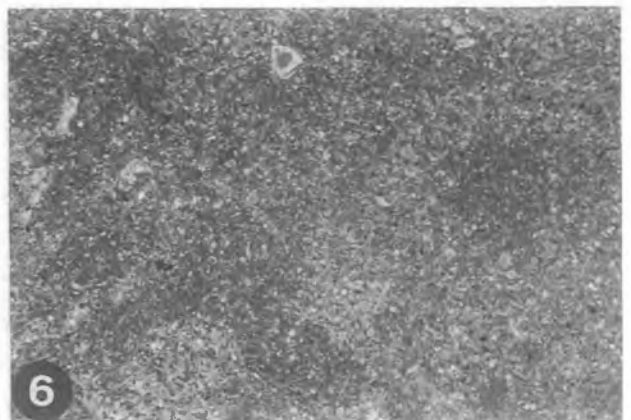
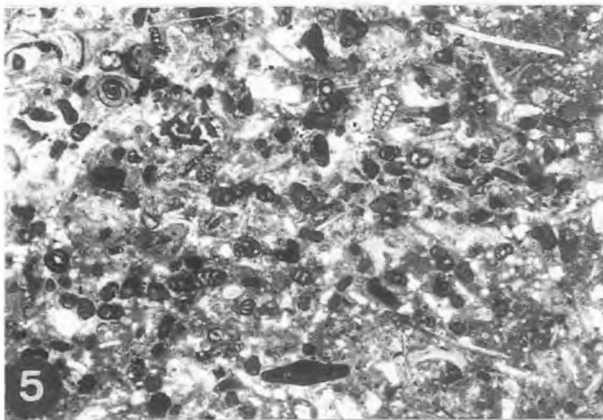
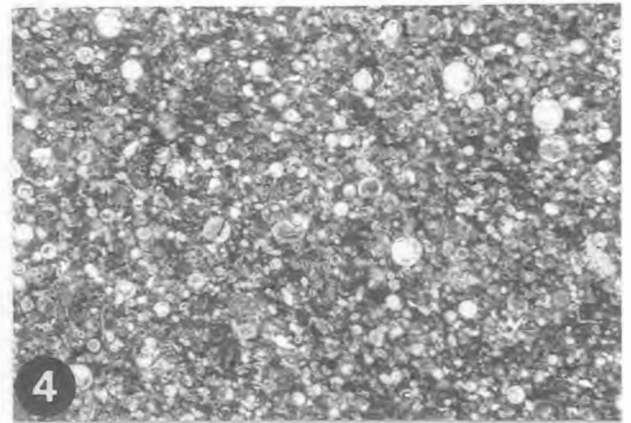
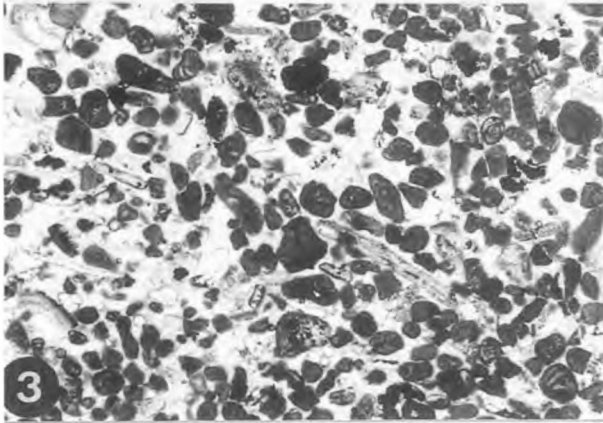
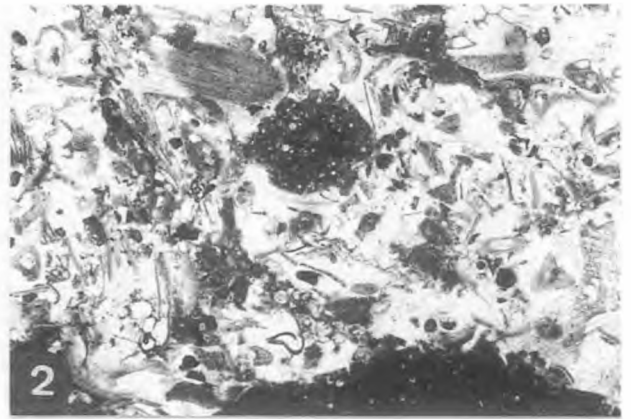
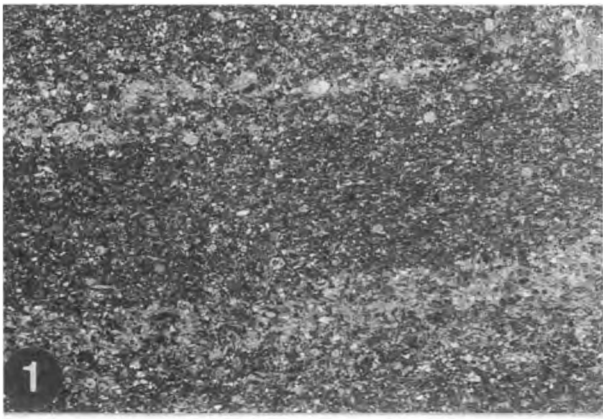
- Abb. 1)** Ensenada de Madero, Schicht 101: schräggeschichteter Mergel aus der Turbiditfolge. Bildbreite: ca. 8,5 mm.
- Abb. 2)** Ensenada de Madero, Schicht 120 (*neptuni/deverianum*-AZ, Ober-Turon): Calciturbidit, der vorwiegend aus Calcisphären, Echinodermenschill und Silt besteht. Glaukonit fehlt. Die im Bild erkennbare Materialdifferenzierung ist auf biogen induzierte Sortierungsvorgänge zurückzuführen. Bildbreite: ca. 8,5 mm.
- Abb. 3)** Ensenada de Madero, Schicht 120 (*neptuni/deverianum*-AZ, Ober-Turon): siliziklastischer Glaukonit-Turbidit. Bildbreite: ca. 8,5 mm.
- Abb. 4)** Ensenada de Madero, Schicht 120 (*neptuni/deverianum*-AZ, Ober-Turon). Vorwiegend siliziklastischer Turbidit mit einem Massenaufreten von Feinsilt-agglutinierenden, lituolaceen Großforaminiferen. Untergeordnet kommen ataxiophragmide und lenticuline Formen vor.
- Abb. 5)** Playa Arnia, Schicht 116 (*neptuni/deverianum*-AZ, Ober-Turon): aufgearbeitete und in einen Hartgrund inkorporierte Mudstones (Turbidite, korrelatives Pendant zu Schicht 117 in Ensenada de Madero, vgl. Abb. 6). Offenen Hohlräume wurden mehrphasig verfüllt. Bildbreite: 3,3 cm.
- Abb. 6)** Ensenada de Madero. Mikrit-Turbidit (Mudstone) aus Schicht 117. Bildbreite ca. 8,5 mm.
- Abb. 7)** Ensenada de Madero. Schicht 160: oberster HST der DS Tu 3 (*neptuni/deverianum*-AZ, Ober-Turon). Siltiger Wackestone. Hauptkomponenten sind angularer Silt, Echinodermen-Fragmente und Calcisphären. Bioklastenanreicherung und die selektive diagenetische Veränderung der ursprünglichen Matrix zu einem Pseudosparit ist an Bioturbation gebunden. Bildbreite: ca. 5 mm.
- Abb. 8)** Tagle West (Playa de Tagle). Schicht 6 (*deverianum*-Event, *neptuni/deverianum*-AZ, Basis Ober-Turon). Glaukonitischer, siltführender Wackestone. Dieses Gestein ist das laterale, proximale Äquivalent zum *deverianum*-Event im Raum Liencres/Arnia (z. B. Schicht 120 in Ensenada de Madero, vgl. Taf. 13, Abb. 8). Bildbreite: ca. 5 mm).





## TAFEL 15

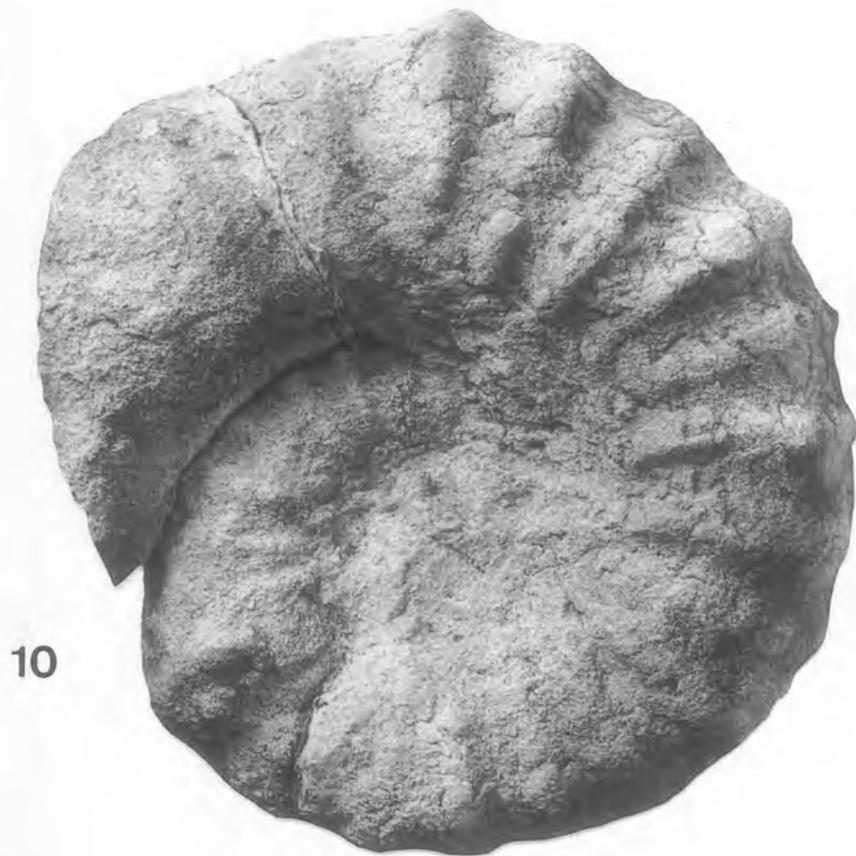
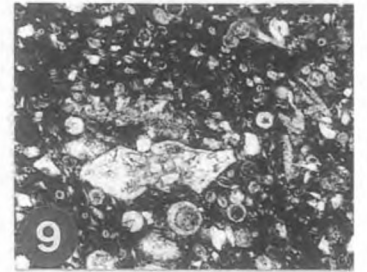
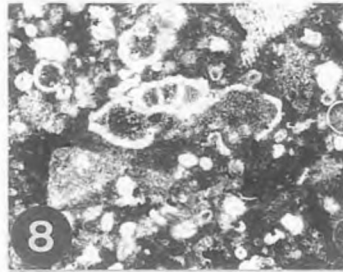
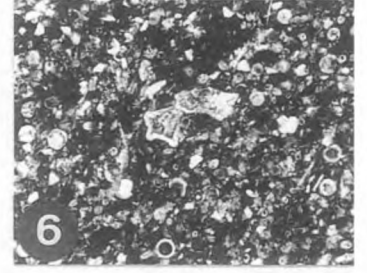
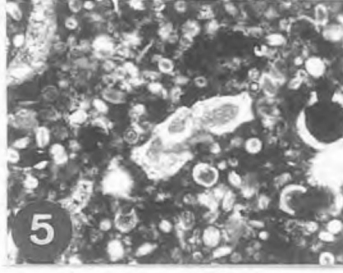
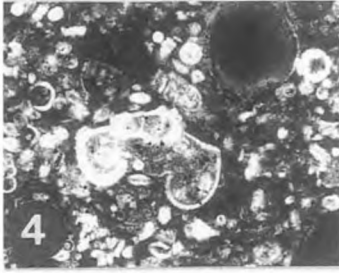
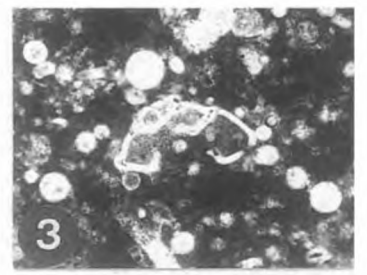
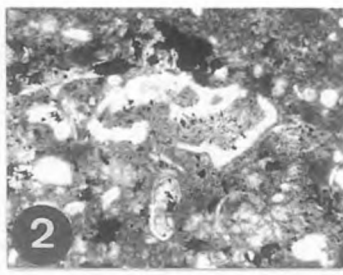
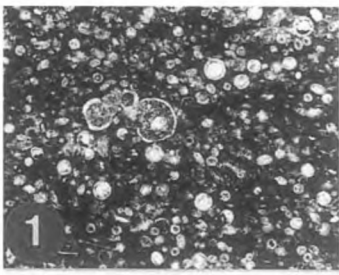
- Abb. 1)** Playa de Portio, Calciturbidit (bioklastischer Wacke- bis Packstone) des LSF von DS Co 1 oberhalb SB Co 1 (*deformis*-Zone, Unter-Coniac). Bildbreite: ca. 8,5 mm.
- Abb. 2)** Playa de Arnia. Calciturbidit (bioklastischer Wacke- bis Grainstone) des LSF der DS Tu 4 (*incertus/neptuni*-AZ). Hauptkomponenten sind Bryozoen und Echinodermenfragmente. Untergeordnet kommt Bivalven- und Foraminiferenschill vor. Auffällig hier der syntaxiale Calcitwachstum an Echinodermenfragmenten (Pfeil). Die dunklen Lithoklasten (oberes Drittel, Mitte und unterer Bildrand sind wohl gerundet und zeigen diffuse Grenzen zum umgebenden Gestein. Vermutlich handelt es sich um während des Transportes aufgearbeitetes nur semi-lithifiziertes Material aus unmittelbarer Nachbarschaft. Bildbreite: ca. 7,5 mm.
- Abb. 3)** Playa de Portio. Foraminiferen-Turbidit des LSF der DS Tu 4 (*incertus/neptuni*-AZ). Ursprungsgestein ist ein Foraminiferen-Wackestone (besonders ataxiophragmide, lenticuline und miliolide Formen), dessen ehemals mikritische bzw. grumulöse Matrix diagenetisch in einen Pseudo-Sparit umgewandelt wurde. Bildbreite: ca. 5 mm.
- Abb. 4)** Playa de Arnia. Calcisphären-Packstone aus dem *Mytiloides incertus/Micraster leskei* (klein)-Event (*incertus/neptuni*-AZ, Ober-Turon). Bildbreite: ca. 2,5 mm.
- Abb. 5)** Playa de Arnia. Siltführender Foraminiferen-Wackestone der Rinnensequenz an der Basis der DS Tu/Co (*scupini/germari*-AZ).
- Abb. 6)** Playa de Portio. Bioklastischer Wackestone des TST der DS Tu/Co, Bereich *Sternotaxis plana*-Event. Bildbreite: ca. 8,5 mm. Im Gegensatz zu den Calcisphären-Gesteinen des LST geht im TST der Gehalt an groben Bioklasten deutlich zurück und die Korngröße nimmt signifikant ab. Lediglich feinste Reste von Calcisphären sowie vereinzelt Foraminiferen stellen die Bioklasten. Untergeordnet finden sich Filamente oder Spicula.
- Abb. 7)** Playa de Portio. Siltführender Wackestone aus dem HST der DS Tu/Co im Bereich kurz unterhalb der *Micraster*-Kalke. Deutlich ist die Zunahme des Silt- und Glaukonitgehaltes sowie das erneute Auftreten lituolaceer Großforaminiferen, die innerhalb eines sedimentären Zyklusses stets in den eher proximaleren Situationen auftreten. Bildbreite ca 5 mm.
- Abb. 8)** Playa de Portio. Siltführender Wackestone aus dem unteren Bereich der *Micraster*-Kalke (*rotundatus*- oder *deformis*-Zone, Unter-Coniac). Bildbreite: ca. 2 mm.





## TAFEL 16

- Abb. 1)** *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLF), Basis Schicht 100 (Top *kallesi*-Event), Ensenada de Madero, (*kallesi*-Zone, Mittel-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 2)** *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), Schicht 119 (*deverianum*-Event), Ensenada de Madero (*neptunildeverianum*-AZ, basales Ober-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 3)** *Marginotruncana marginata* (REUSS), Schicht 187 Langre (Mittel-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 4)** *Marginotruncana pseudolinneiana* (PESSAGNO), Ensenada de Madero, Schicht 120 (*neptunildeverianum*-AZ, basales Ober-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 5)** *Marginotruncana sigali* (REICHEL), Playa de Portio, Schicht 116 (*neptunildeverianum*-AZ, basales Ober-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 6)** *Marginotruncana coronata* (BOLLI), Playa Portio, Schicht 116 (*neptunildeverianum*-AZ, basales Ober-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 7)** *Marginotruncana coronata* (BOLLI), Playa Portio, Schicht 116, (*neptunildeverianum*-AZ, basales Ober-Turon). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 8)** *Marginotruncana tricarinata* (QUEREAU), Playa de Arnia, oberste *Micraster*-Kalke (*deformis*-Zone, Unter-Coniac). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 9)** *Dicarinella* aff. *primitiva* (DALBIEZ), Playa de Arnia, oberste *Micraster*-Kalke (*deformis*-Zone, Unter-Coniac). Bildbreite: ca. 1,3 mm.
- Abb. 10)** MB. C 2102: *Kamerunoceras turoniense* (D'ORBIGNY) (x 0,7), *Kamerunoceras turoniense*/*Mytiloides*-Event (Mittel-Turon) aus Tagle Ost.



## TAFEL 17

- Abb. 1)** MB. M 951: *Mytiloides kossmati* (HEINZ) (x 1), Tagle Ost, basale Glaukonitlage, Schicht 4 (*nodosoides*-Zone, Unter-Turon).
- Abb. 2)** MB. M 952: *Inoceramus* ex. gr. *cuvieri/lamarcki* (x 1), Basis Schicht 100, Ensenada de Madero (*kalesi*-Zone, Mittel-Turon).
- Abb. 3)** MB. M 953: *Mytiloides subhercynicus* (SEITZ) (x 1), *turoniense/Mytiloides*-Event, Tagle Ost (*turoniense*-Zone, Mittel-Turon).
- Abb. 4)** MB. M 954: *Inoceramus* ex gr. *costellatus* WOODS (x 1), Schicht 27, Tagle (*neptuni/deverianum*-AZ, Ober-Turon).
- Abb. 5)** MB. M 955: *Mytiloides* sp. nov ? (x 1), Schicht 140, Ensenada de Madero (*neptuni/deverianum*-AZ, Ober-Turon).
- Abb. 6)** MB. M 956: *Mytiloides scupini* (ANDERT) (x 1), *incertus/leskei* (klein)-Event + 150 cm, Playa de Arnia (basale *scupini/germari*-AZ, Ober-Turon).
- Abb. 7)** MB. M 957: *Mytiloides incertus* (JIMBO) (x 1), *incertus/leskei* (klein)-Event, Playa de Arnia (basale *scupini/germari*-AZ, Ober-Turon).
- Abb. 8)** MB. M 958: *Cremnoceramus waltersdorfensis* (HEINZ) (x 1), *Didymotis* II-Event, Playa de Portio (basale *rotundatus*-Zone, Unter-Coniac).
- Abb. 9)** MB. M 959: *Didymotis costatus* (FRITSCH) (x 1), typischer Morphotyp des *Didymotis* I-Events, Bielba, lose aus dem oberen Bereich der *scupini/germari*-AZ.
- Abb. 10)** MB. M 960: *Didymotis costatus* (FRITSCH) (x 1), *Didymotis* II-Event, Playa de Portio (basale *rotundatus*-Zone, Unter-Coniac).



1



3



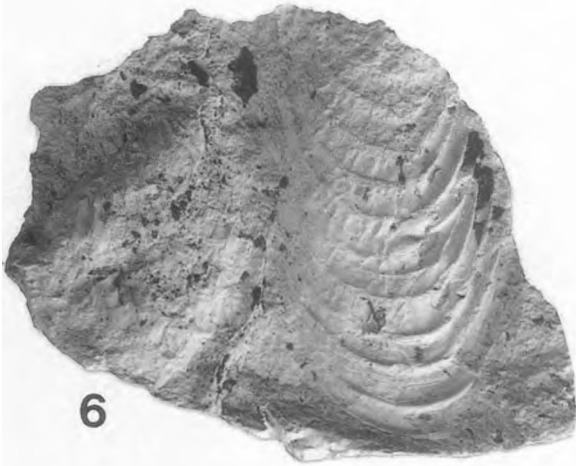
2



4



5

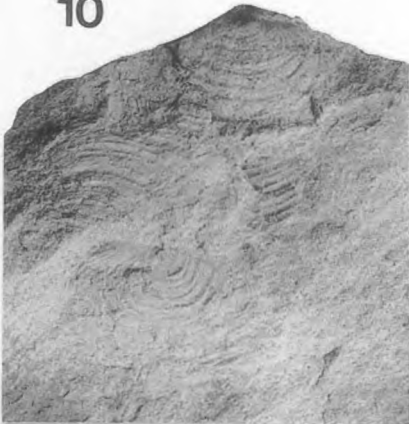


6



7

10



9



8

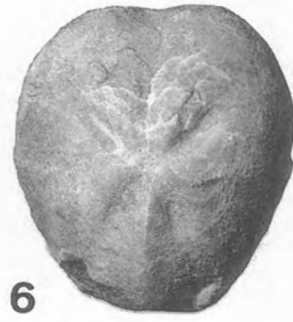
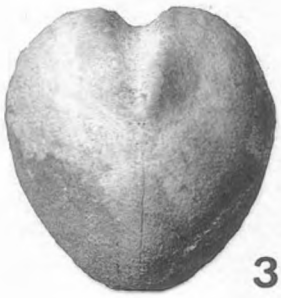
## TAFEL 18

**Abb. 1, 2)** MB. E 2660: *Echinocorys gravesi* (DESOR) (x 1), *Didymotis* I-Event - 80 cm, Playa de Arnia (*scupini/germari-AZ*, Ober-Turon).

**Abb. 3, 4)** MB. E 2661: *Cardiaster cotteauanus* (D'ORBIGNY) (x 1), Schicht 48, Tagle (*neptuni/deverianum-AZ*, Ober-Turon).

**Abb. 5, 6)** MB. E 2662: *Micraster michelini* (AGASSIZ) (x 1), Basis Schicht 102, Ensenada de Madero (*ornatissimum-Zone*, Mittel-Turon).

**Abb. 7, 8)** MB. E 2663: *Conulus subrotundus* (MANTELL) (x 1), Basis Schicht 100 (Top *kallesi-Event*), Playa de Portio (*kallesi-Zone*, Mittel-Turon)



## TAFEL 19

**Abb. 1, 2)** MB. E 2664: *Micraster* ex gr. *praecursor/cortestudinarium* (x 1), Bereich *Didymotis* I-Event, Playa de Arnia (*scupini/germari*-AZ, Ober-Turon).

**Abb. 3, 4)** MB. E 2665: *Sternotaxis plana* (MANTELL) (x 1), *Sternotaxis plana*-Event, Tagle (*scupini/germari*-AZ, Ober-Turon).

**Abb. 5, 6)** MB. E 2666: *Micraster leskei* (DESMOULINS) (x 1), FS der DS Tu 4 (*leskei* (groß)-Event), Playa de Arnia. Das abgebildete Exemplar ist, wenig typisch, ein ausgesprochen kleines für diese *Micraster leskei*-Lage. Die Corona ist dicht von *Dimyodon* sp. besiedelt (*scupini/germari*-AZ, Ober-Turon; x 1).

**Abb. 7, 8)** MB. E 2667: *Micraster leskei* (DESMOULINS) (x 1), *incertus/leskei* (klein)-Event, Playa de Arnia (*incertus/neptuni*-AZ, Ober-Turon).



