

12. Karbonatplattformen des Cenomans und ihre Biofazies (Vergleichsfall 1)

Die typische Urgon-Fazies des Apt/Alb endet an der Grenze Alb/Cenoman und wird durch die Diapir-Plattformen von Murguía und Villasana de Mena sowie durch die Basement-Plattform des Sare/Vera-Beckens dokumentiert. Das gesamte sedimentäre Gefüge des Basko-Kantabrischen Beckens beginnt sich innerhalb der Strike Slip Fault-Systeme zu diesem Zeitpunkt aufgrund der fortschreitenden Subsidenz der Becken und Basement-Hochs umzugestalten. Im Cenoman werden in den Becken-Bereichen die größten Tiefen erreicht verbunden mit einer ersten submarinen vulkanischen Aktivität (Abb. 120) und das südlich gelegene iberische Festland (Meseta) wird von einer langsamen Transgression erfasst (oberer Teil der Megasequenz 2) (FEUVILLEE 1967, WIEDMANN et al. 1983, FLOQUET 1982). Im Verlauf der Mittelkreide-Transgression kommt es zu einer Entwicklung von Karbonatplattformen auf den tektonisch stabilen Schelfen des Basko-Kantabrischen Beckens, die räumlich eine sehr weite Ausdehnung besitzen können. Es werden weite Teile der südlichen, westlichen und östlichen Meseta erfasst (FLOQUET 1982).

Die Entwicklung der Karbonatplattformen setzt im Untercenoman ein und erreicht im Obercenoman ihre maximale Ausdehnung. Untersucht wurden die Vorkommen von Comillas/Suances im Westen, Vorkommen auf der südlichen Meseta innerhalb der Sobrón-Antikline und bei Toloño innerhalb des Diapirs von Peñacerrada sowie die Vorkommen innerhalb des Basko-Kantabrischen Beckens mit Ausnahme des Guernica-Diapirs. Als Vergleich wurde das Vorkommen von flachmarinem Cenoman in Karbonatfazies an der Sierra de Montsech im Val Ager in den Südpirenen untersucht.

12.1 Comillas/Suances-Karbonatplattform (Abb. 25)

Ein wichtiges Vorkommen flachmarinen Cenomans ist die im Westen gelegene Comillas/Suances-Plattform, die sich aus deltatischen marinen Sedimenten des Oberalb entwickelt, im Gegensatz zu den übrigen Küstenplattformen des Cenomans, die sich auf kontinentalen Sedimenten ("Utrillas"-Fazies) entwickeln. Speziell untersucht wurde innerhalb der Plattform die Mulde von Cobrecos und Tonanes zwischen Santillana del Mar und Comillas. Es handelt sich um eine NE/SW-streichende Mulde mit pelagischer Fazies im Kern (Abb. 25). Das Alb/Cenoman-Profil dieser Mulde ist vollständig und zeigt eine allmähliche Abnahme des terrigenen Inputs. Die Unterlage der Karbonatplattform wird gebildet aus prodeltatischen Sedimenten des Oberalbs (Cnemiceras-Schichten, vgl. Kap. 11.3.).

12.1.1. Stratigraphie (Abb. 83)

Die Karbonatplattform setzt an der Grenze Vracon/Untercenoman ein, belegt durch *Orbitolina* gr. *concava*, *Neoiragia convexa* und *Conicorbitolina cuvillieri*. Die typischen Untercenoman-Kalke sind reich an *Orbitolina concava* und *Trinocladus tripolitanus*. Die hangenden Teile der Plattform führen nur noch *Conicorbitolina conica* als brauchbares Leitfossil. Da die imperforaten Großforaminiferen in dieser Plattform fehlen, ist die Obergrenze nicht genau zu fassen. Die Kalke besitzen jedenfalls ein Mittel/Obercenoman-Alter.

12.1.2. Faziesbeschreibungen (Abb. 83)

a. Scleractinia/Dasycladaceae-Biofazies (Fazieszone 11b) (Taf. 43, Fig. 4, 6)

Dieser Faziestyp des Vracon/Cenomans findet sich nahe dem Strand bei Cobrecos und ist an der Küstenstraße gut aufgeschlossen (Abb. 25).

Mikrofazies

Es handelt sich um relativ dünnbankige linsenförmige Biostrome mit einer Mächtigkeit von ca. 1 m und einer unbekanntem lateralen Ausdehnung. Die Mikrofazies besteht aus Floatstone, Rudstones und selten aus Framestone. Der Bio- und Intraklastenanteil ist sehr hoch. Die Klasten sind alle mit Mikritrinden versehen. Aggregat-Körner werden häufig beobachtet. Peloiden sind in einigen Biogen-Poren angereichert.

Als erste Zementgeneration wird ein feiner skalenödrischer Hundezahn-Zement beobachtet, der z.T. einen gravitativen Charakter besitzt (Dripstone-Zement). Der B-Zement ist drusig und besteht aus einem Fe-Kalzit (EDAX-Analyse). Die aragonitischen Schalen sind alle in einen neomorphen granularen Kalzit umgewandelt.

Biofazies

Die Biofazies ist charakterisiert durch halbsphärische Scleractinier der Gattung *Dimorphastrea* sp. und durch sehr häufige Dasycladaceen der Arten *Trinocladus tripolitanus*, *Neomeris cretacea* und *N. pfendere*. Neben diesen Organismen finden sich *Orbitolina* gr. *concava*, *Neoiraqia convexa*, *Conicorbitolina cuvillieri*, *Trocholina* sp., kleine Sandschaler, *Lenticulina* sp., *Ethelia alba* und *Solenopora* sp. Rudisten sind selten und durch die Gattungen *Radiolites* sp., *Toucasia* sp. und *Caprina* sp. vertreten. An weiteren Makroorganismen finden sich pycnodonte Austern, Gastropoden, Bryozoen, Crinoiden und Pharetroniden.

Interpretation

Die vorliegende Fazies besaß vermutlich ursprünglich eine Biostrom-artige Struktur. Die Wellenresistenz dieser Fazies ist gering. Belegt wird dies durch das fast vollständige Fehlen von zementierenden Algen und die Häufigkeit von Dasycladaceen. Die Biofazies und die beobachtete Zement-Abfolge deuten auf ein z.T. extremes Flachwasser mit episodischen Auftauch-Phasen und Einflüssen meteorischer Wässer. Die Bioklasten sind meist stark zerbrochen und ist in Rudstone-Lagen angereichert, so daß die wenig wellenresistenten Biostrome vermutlich durch Hochenergie-Ereignisse wie Stürme zerstört wurden. Ein ständiger relativ hoher terrigener Einfluß wird durch die Quarzkorn-Agglutination der Orbitolinen belegt.

In kleinen Becken zwischen den Biostromen kam es vermutlich in Folge einer verzögerten Mikrit-Produktion zur Bildung von Aggregat-Körnern (vgl. Kap. 11.3.).

Die Karbonatfazies verzahnt sich, bzw. wird von intertidalen terrigenen Sedimenten überlagert, so daß es sich um eine Art subtidaler karbonatischer Pionier-Fazies innerhalb eines terrigenen Intertidals handelt.

b. Intertidale *Orbitolina*-Biofazies (Fazieszone 2) (Taf. 43, Fig. 2, 3)

Mikrofazies

Die Scleractinia/Dasycladaceae-Biofazies wird von siltigen Tonen und von bis zu 1 m dicken siltigen Karbonat-Bänken mit sehr häufigen sehr großen Orbitolinen lateral abgelöst, bzw. überlagert (Abb. 83); Die Bänke haben einen Floatstone- bis Packstone-Charakter, Bioklasten und Intraklasten sind häufig. Die bis zu 2 cm großen Orbitolinen liegen in Dachziegellagerung und als Hochkantschille vor. Die Sortierung der Orbitolinen ist schlecht. Makrosphärische Formen sind häufig und besitzen einen Anteil von 30 % an der Gesamt-Fauna. Die Intraklasten zeigen eine Mikrofazies, die identisch ist mit der Scleractinia/Dasycladaceae-Biofazies.

In den feinklastischen tonig-siltigen Lagen zeigt sich eine Linsenschichtung und in den mehr siltigen-sandigen Lagen eine Flaserschichtung.

Die Kalkbankdicke und der Karbonatgehalt nimmt zum Hangenden hin kontinuierlich zu.

Biofazies

Sehr häufig sind *Orbitolina concava qatarica* und *Conicorbitolina cuvillieri*, eine typische Fauna der Vracon/Cenoman-Grenze. Weiter beobachtet werden häufig Ataxophragmiiden, selten Lituolaceen, Milioliden, wenige Dasycladaceen (*Acicularia* sp.), Rotalgen-Reste und Echinodermen-Schutt.

Interpretation

Es handelt sich mit Sicherheit um eine intertidale Fazies, belegt durch die Linsen- und Flaserschichtung. Die bis zu 1 m dicken karbonatischen Orbitolinen-Bänke können aufgrund der Hochkantschille und der Mikrofazies der Intraklasten als Tempestit-Lagen interpretiert werden (vgl. AIGNER 1980).

Zum Hangenden hin verliert sich der intertidale Charakter. Die dafür typischen Orbitolinen-Bänke werden allmählich von einer subtidalen Aggregatkorn-Fazies überlagert.

Bei der *Orbitolina*-Biofazies handelt es sich um eine retrograde transgressive Sequenz.

c. Aggregatkorn/*Marinella*-Onkoid-Fazies (Fazieszone 9/10)

(Abb. 83, 84; Taf. 43, Fig. 7; Taf. 44, Fig. 1, 3, 4)

Mikrofazies

Die intertidale tonig-siltige Fazies mit Orbitolinen-Floatstones wird von Quarzsand-führenden Packstones, Grainstones und Rudstones des eigentlichen Untercenomans abgelöst. Die Packstone/Floatstone-Lagen gleichen in ihrer Mikrofazies noch den Orbitolinen-Bänken der intertidalen Fazies. Der Unterschied zu diesen besteht im Auftreten von Onkoiden. Die Grainstone-Lagen unterscheiden sich grundsätzlich von dieser Fazies. Sie sind reich an Bioklasten mit Mikritrinden und vor allem an Aggregatkörnern, die unregelmäßig gebaut sind und vermutlich ursprünglich eine Grapestone-Fazies darstellten. Die beobachtete Zementabfolge beginnt mit einem vermutlich meteorischen skalenoedrischen Hundezahn-Zement, der von einem gröberkristallinen drusigen B-Zement abgelöst wird. Rin-Zemente um Echinodermen-Bruchstücke sind häufig. Die Aragonitschalen sind in einen neomorphen granularen Kalzit umgewandelt. Zusammen mit der Aggregatkorn-Fazies sind Rudstone-Lagen häufig mit Rotalgen-Onkoiden, die als Kern bevorzugt Orbitolinen haben. Bei den Zementen wird ein Dripstone-A-Zement beobachtet. Ansonsten gleicht die Mikrofazies den Grainstone-Lagen.

Biofazies

Innerhalb der Aggregatkorn-Fazies dominieren kleine sandschalige Foraminiferen. Einige Lenticulinen und wenige planktonische Foraminiferen (*Rotalipora* sp.) sind vorhanden. Die beobachteten Orbitolinen gehören zu der Art *Orbitolina concava*. An Algen werden nur wenige unbestimmbare Dasycladaceen gefunden. Echinodermen-Schutt ist häufig.

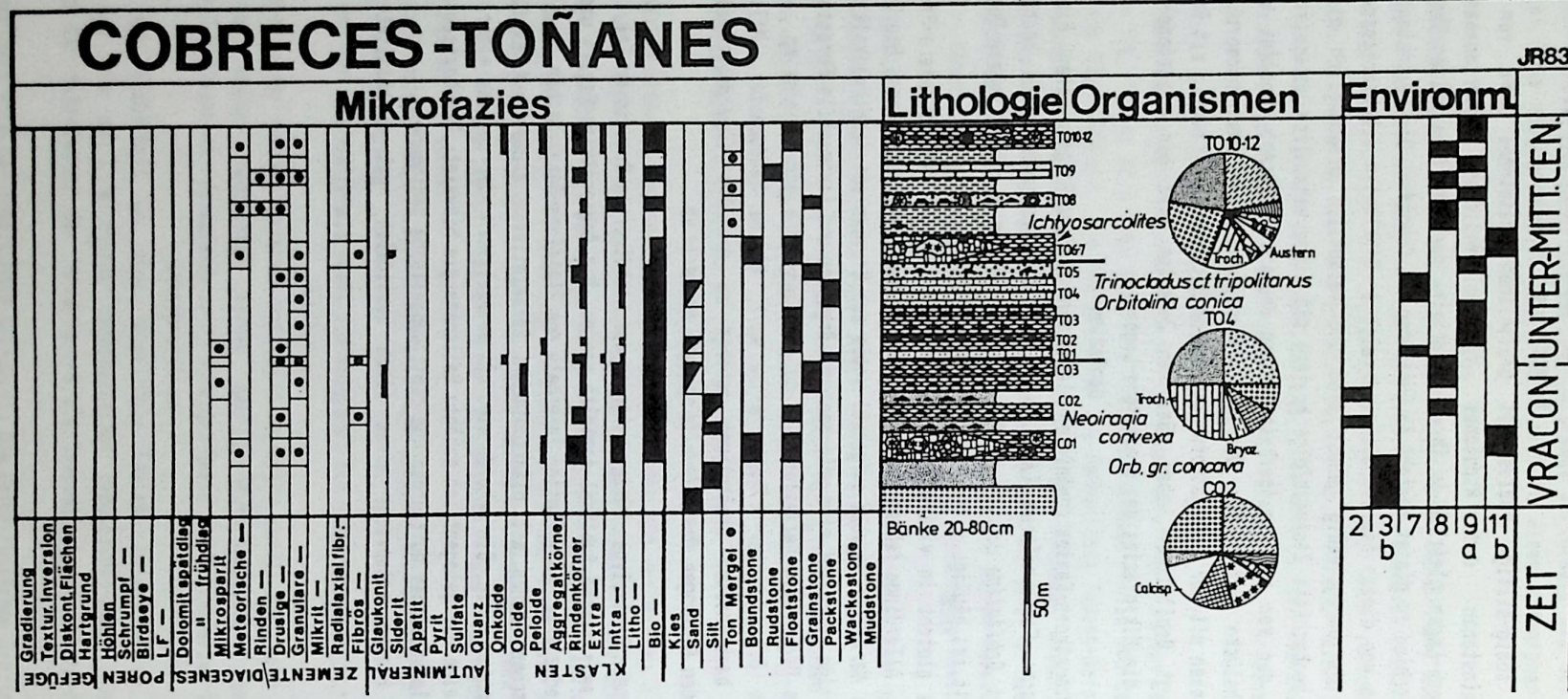
Die Onkoid-Fazies gleicht in vielen Aspekten der Onkoid-Fazies des Concejero-Profiles am Diapir von Villasana de Mena. Allerdings fehlen hier die dort sehr häufigen Trocholinen. Die Onkoide werden hauptsächlich von *Marinella lugeoni* aufgebaut sowie aus Krusten von nicht verkalkten Cyanophyceen. Mit am Aufbau der Onkoide beteiligt sind untergeordnet Bryozoen und fixosessile Foraminiferen (*Placopsilina* sp.). Die übrigen Organismen verteilen sich auf Schalen-Reste von *Caprina* sp., requeinide Rudisten, Austern, solitäre Scleractinier (*Trochocyathus* sp.), kleine Sandschaler, Milioliden und häufige Ostrakoden. Die beobachteten Orbitolinen gehören zu der Art *Conicorbitolina* gr. *conica*; die Dasycladaceen zu den Gattungen *Dissocladella* sp. und *Neomeris* sp.

Interpretation

Die hier vorliegenden Faziestypen müssen aufgrund der hochdiversen Organismen-Gemeinschaften mit dicken Mikritrinden ins sehr flache Subtidal gestellt werden. Die Aggregatkorn-Fazies und die Onkoide deuten wieder auf eine reduzierte Sedimentation innerhalb des Plattform-Bereichs hin. Die Existenz von relativ häufigen, pelagischen Faunen mit planktonischen Foraminiferen deuten auf Einflüsse entsprechender pelagischer Environments hin. Die Onkoide sind oft asymmetrisch oder nur von einer Seite umkrustet, ein Merkmal, das auf eine nur gelegentlich erhöhte Wellenenergie hinweist. Die beobachteten Zement-Abfolgen indizieren ein gelegentliches Auftauchen und damit subaerische Bedingungen.

Die vorliegende Fazies entspricht einem flach subtidalen, gut durchlüfteten Plattform-Bereich (Fazieszone 9/10).

Abb. 83 Genoman-Profil der Cobreces-Mulde, zusammengesetzt aus den Profiltellen von drei Aufschlüssen.



d. *Ichthyosarcollites*-Biofazies (Fazieszone 11b) (Abb. 83, 84; Taf. 45, Fig. 2, 4, 5)

Mikrofazies

Die Plattform-Fazies mit Onkoiden, Orbitolinen-Schillen und Aggregatkörnern wird im Mittelcenoman von linsenförmigen rötlichen Karbonatbänken mit einer Mächtigkeit von ca. 1 m und einer lateralen Ausdehnung von einigen Zehner Metern abgelöst. Die linsenförmige Fazies ist charakterisiert durch Floatstones und Boundstones mit fast vollständigen Bioklasten, die allerdings intensiv von endolithischen Algen /Pilzen und Bohrschwämmen angebohrt sind. Häufig ist eine Quarzsilt-Komponente. In großen Hohlräumen werden gravitative Dripstone-A-Zemente beobachtet, die aus mehreren Generationen eines bräunlichen radialfibrösen Kalzits bestehen. Der spätdiagenetische B-Zement besteht aus einem grobkristallinen drusigen Fe-Kalzit. In den Hohlräumen können sich auch mehrere Generationen von vadosen Silten finden, die jeweils von radialaxialfibrösen Kalziten unterbrochen werden.

Biofazies

Die Biofazies dieser Mound-Fazies wird bestimmt durch *Ichthyosarcollites* sp.. Neben den Capriniden bestimmen halbsphärische Korallen wie *Dimorphastrea* sp. und Dasycladaceen der Art *Trinocladus tripolitanus* die Biofazies. Neben diesen Organismen finden sich häufig Schalen von requieniden Rudisten, Gastropoden, *Solenopora* sp., *Trocholina* sp., Ostrakoden, Bryozoen, Pharetroniden, Austern, Brachiopoden, Crinoiden-Reste, reguläre Echinden, Radioliten-Reste und lithistide Schwämme. Die großen Schalen der Rudisten und die Korallen können durch Melobesiaceen-Krusten zusammen mit *Coscinophragma* sp. zementiert werden und bilden somit ein wellenresistentes Gerüst.

Interpretation

Die Organismen-Zusammensetzung und die Struktur der Fazies spricht für eine Schlamnhügel-Struktur, die eine gewisse Wellenresistenz besitzt. Die Häufigkeit der Dasycladaceen und Korallen spricht wieder für ein normalmarines, sehr flaches subtidales Environment, das allerdings aufgrund der beobachteten Dripstone-Zemente episodisch, vermutlich bei extremer Niedertide, unter vadose Bedingungen gekommen sein muß. Hinweise auf ständige intertidale Bedingungen fehlen allerdings. Der beobachtete feine Quarzsilt ist vermutlich äolischen Ursprungs. Die Mounds verzahnen sich mit einer gebankten Plattform-Sand-Fazies. Innerhalb des zugrunde gelegten Faziesmodells gehört die vorliegende Fazies zur Fazieszone 11b, einer Biostrom-Fazies ohne Plattform-Charakter.

e. Arenitische Karbonatplattform-Fazies (Fazieszone 8) (Abb. 83, 84; Taf. 44, Fig. 5, 6, 7, 8)

Mikrofazies

Die Schlamnhügel-Fazies mit *Ichthyosarcollites* sp. verzahnt sich mit einer gebankten karbonatischen Arenit-Fazies, bzw. wird von dieser überlagert. Die Fazies wird charakterisiert durch Bänke mit einer Dicke von 50 - 80 cm mit einer sehr großen lateralen Verbreitung im Kilometer-Bereich. Die Bänke wechsellagern mit Mergeln. Die Mikrofazies verteilt sich auf schlecht ausgewaschene Floatstones, Rudstones und Grainstones. Charakteristisch für diese Fazies sind stark limonitisierte Litho- und Bioklasten, die oft als Onkoide vorliegen. Nicht limonitisierte Klasten sind ebenfalls gerundet. Die Komponenten sind, soweit nicht mit Limonit umkrustet, mit Mikritrinden versehen.

An Zementen lassen sich vor allem in den Rudstones und Grainstones asymmetrische Dripstone-A-Zemente aus einem skalenodrischen Kalzit beobachten. Spätdiagenetische Zemente bestehen aus einem drusigen Fe-Kalzit und können in einigen Fällen die alleinige Zementgeneration darstellen.

Biofazies

Auffällig an dieser Fazies ist die Häufigkeit limonitisierter Onkoide, die als Kern bevorzugt Orbitolinen und Intraklasten besitzen. Die Onkoide sind meistens allseitig umkrustet. Etwa 15 % der Onkoide sind asymmetrisch gebaut, bzw. nur einseitig mit Algenkrusten umgeben. Die Onkoide besitzen meist eine rundliche bis ellipsoide Form, die abhängig ist von der Form der Kerne. Die Größe der Onkoide schwankt zwischen 0,5 und 6 mm bei einem Durchmesser von 2 mm (Durchschnittswert aus 120 Messungen). Die Onkoide sind aus Limonitkrusten aufgebaut. Gelegentlich werden Zellschläuche beobachtet, die an *Girvanella* sp. erinnern. Am Aufbau der Onkoide ist ebenfalls die Alge *Marinella* sp. beteiligt, die dicke Krusten aufbaut, die meist die terminale Umkrustung darstellen. Sessile Foraminiferen und Bryozoen sind selten am Aufbau der Onkoide beteiligt. Neben diesem Onkoid-Typ finden sich selten *Lithocodium/Baccinella*-Onkoide, die eine Größe von 1 cm erreichen können.

An Algen werden noch *Neomeris cretacea*, *Trinocladus tripolitanus*, *Dissocladella* sp., *Boueina pygmaea* und Reste von corallinen Rotalgen beobachtet. An Foraminiferen finden sich *Orbitolina concava*,

Conicorbitolina conica, *Dorothia* sp., *Gaudryina* sp., *Textularia* sp., *Glowospirella* sp., *Quinqueloculina* sp., *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp. und Hedbergellen. Als Makrofauna finden sich kleine artikulate und solitäre Korallen, Rudisten-Schill, Austern und Gastropoden. Miliolide Großforaminiferen werden nicht beobachtet.

Interpretation

Die vorliegende Bank-Fazies zeigt eine Mergel/Kalk-Zyklik, wobei die Mergel aufgrund ihres hohen Anteils an planktonischen Foraminiferen (30 %) als die tiefere Fazies angesehen werden müssen. Die Karbonat-Bänke überlagern die Mergel mit einem scharfen Kontakt. Die Karbonat-Bänke besitzen z.T. einen allochthonen oder parautochthonen Charakter. Es handelt sich vermutlich hier um einen Verzahnungsbereich der Beckenfazies mit der Karbonatplattform, die in diesem Fall keinen steilen Slope besitzt und mit einem sehr geringen Gefälle in das Becken übergeht.

Die Karbonat-Fazies der Bänke weist auf eine reduzierte Sedimentation mit gelegentlicher Aufarbeitung hin, belegt durch die häufigen Intraklasten und die Limonit-imprägnierten Klasten. GATRALL et al. (1972) untersuchten ähnliche Limonit-Onkoid-Bildungen aus dem Dogger von England und kommen aufgrund der Fazies-Analyse zu Bildungsbedingungen in einem turbulenten Flachwasser. Diese Interpretation trifft auch für den vorliegenden Fall weitgehend zu. Die Fe-Imprägnation der Onkoide ("Snuff-Boxes") und Intraklasten führen sie z.T. auf die Fähigkeit bestimmter Cyanophyceen zurück, Fe-Hydroxide ausfällen zu können. Die Algen-Untersuchungen gehen auf SJÖSTEDT (1921) zurück, der erstmals an heutigen Blau-Grünalgen diese Fähigkeiten nachweisen konnte. Die Limonit-Onkoide wären demnach syngenetische Bildungen. Die verstärkte Fe-Zufuhr erfolgte durch Flüsse. Charakteristisch für küstennahe Biofazies ist generell ein hoher Fe-Gehalt der Karbonate. Beobachtet wird dieser bevorzugt in den strandnahen und deltatischen Orbitolin-Fazies (vgl. Kap. 14.1. Geochemie). Dies steht in gutem Einklang mit den hier beobachteten Onkoiden, die als Kern bevorzugt Quarzkörner agglutinierende Orbitolinen besitzen.

Die in den Rudstones und Grainstones beobachteten vadosen Zemente deuten auf episodische Auftauchphasen der flach-subtidalen Fazies hin. Ein typischer Intertidal-Charakter ist nicht vorhanden, die vorliegende Fazies entspricht einer offeneren Schelf-Lagune (Fazieszone 8).

12.1.3 Zusammenfassung (Abb. 84)

Das Cenoman der Comillas/Suances-Plattform (CSP) entwickelt sich über der prodeltatischen Fazies des Oberalb (*Cnemidoceras*-Schichten). Eine kontinuierliche Entwicklung aus der *Caprina*-Fazies des Vracon wird nicht beobachtet.

Die gesamte Karbonatplattform des Cenomans ist bestimmt durch in der Regel weitauhaltende meist mikritische gebankte Faziesbereiche mit häufigen Onkoiden, Aggregatkörnern, Orbitolinen und Dasycladaceen, die eine flach-subtidale Plattform-Fazies darstellen, die gelegentlich unter subaerische Bedingungen kam. Die Plattform verzahnt sich mit der Becken-Fazies ohne typische Plattformrand-Fazies und ohne steilen Slope. Der Übergang der Plattform-Fazies mit dem Becken ist kontinuierlich.

Innerhalb der Plattform gibt es kleine Schlammhügel-Körper, die nur untergeordnet einen Riff-Charakter besitzen. Im höheren Cenoman wird diese Fazies durch die *Ichthyosarcolithes*-Mounds repräsentiert.

Die Plattform des Vracon/Untercenomans besitzt noch einen starken terrigenen Charakter. Die Karbonatfazies wird hier durch eine Mound-artige Scleractinia/Dasycladaceae-Biofazies gebildet.

Ein echter Riff-Charakter wird innerhalb der Karbonatplattform nicht beobachtet. Die beobachteten Litho- und Biofazies sind mit den anderen bearbeiteten Cenoman-Karbonatplattform-Fazies nicht vergleichbar. Eine Praealveolinen-Fazies wird nicht beobachtet.

Das flachmarine Cenoman des CSP stellt aufgrund seiner charakteristischen Bio- und Lithofazies innerhalb des Basko-Kantabrischen Beckens eine eigenständige paläobiogeographische Zone dar.

Comillas Suances Plattform Cenoman

Ichtyosarcolithes-Mound

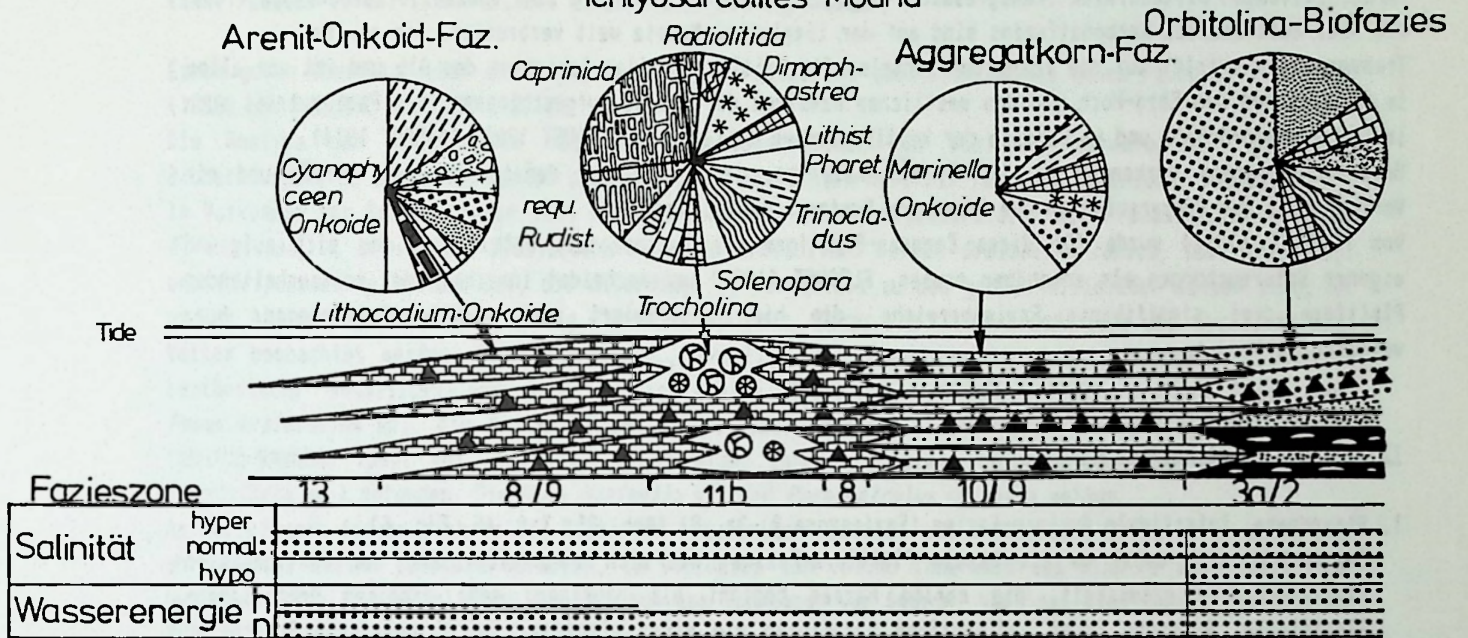


Abb. 84 Faziesmodell der Comillas/Suances-Plattform des Cenomans, Rekonstruiert aus der Bio- und Mikrofazies sowie aus Geländebefunden,

12.2. Cenoman-Küstenplattformen der südlichen und östlichen iberischen Meseta (Abb. 85)

Auf dem stabilen südlichen Schelf des Basko-Kantabrischen Beckens entwickelte sich in Zuge der fortschreitenden Mittelkreide-Transgression (Megasequenz 2) eine weitere sehr spezielle Karbonatplattform. Die hier auftretenden Karbonatfazies sind auf der iberischen Meseta weit verbreitet. Die marine Transgression erfolgt auf die rein kontinentalen fluviatilen Utrillas-Schichten des Alb und ist vor allem im SE zwischen dem Ebro-Hoch und den westlichen Massiven der Meseta aufgeschlossen. Die Fazies tritt auch im Südpyräen-Schelf und im Bereich der keltiberischen Ketten auf (FLOQUET 1982, CANEROT 1974).

Untersucht wurden Vorkommen in der Sobrón-Antikline, im Diapir von Peñacerrada bei Toloño und ein Vorkommen in den Südpyräen an der Sierra de Montsech im Val Ager.

Von FLOQUET (1982) wurde für diese Cenoman-Plattform ein Faziesmodell entwickelt, das sich aufgrund eigener Untersuchungen als anwendbar erwies. FLOQUET (1982) unterscheidet innerhalb der weitaushaltenden Plattform drei signifikante Faziesbereiche, die hier modifiziert nach eigenen Ergebnissen, kurz vorgestellt werden.

12.2.1. Faziesbeschreibungen

1. Strandnahe, intertidale Austern-Fazies (Fazieszone 2, 3a, 8) (Abb. 85; Taf. 46, Fig. 6)

Es handelt sich dabei um die basale Plattform-Fazies, die sich unmittelbar über der kontinentalen Utrillas-Fazies entwickelt. Die marine Fazies beginnt mit häufigen, sehr sandigen Orbitolin-Floatstones. Aufgrund ihrer sedimentären Strukturen wie einer planaren, leicht geneigten Schichtung sowie der guten Sortierung, Auswaschung und Rundung der Quarzkörner kann die vorliegende Fazies als Strandbereich interpretiert werden. In karbonatreicheren Grainstone-Lagen finden sich häufig Beach Rock-Zemente.

Die hochenergetische Strandfazies kann mit siltigen bis tonigen intertidalen Mixed Flat-Bereichen wechsellagern. In den höheren Teilen entwickelt sich eine karbonatreichere Fazies mit einer Austern/Chlorophyteen-Biofazies, die eine offenmarine, nicht rezifale Plattform-Lagune darstellt (Fazieszone 8). Die gesamte Austern-Fazies repräsentiert mehr oder weniger deutlich eine küstennahe Strand- bzw. Intertidal-Fazies (Fazieszone 2 - 3a).

2. Rudisten-Biofazies (Fazieszone 7 - 9) (Abb. 85)

Die hochenergetische karbonatarme Küstenfazies wird von einer niederenergetischen Rudisten-Fazies abgelöst. Die Rudisten finden sich in ca. 1 - 2 m dicken linsenförmigen Körpern. Die Oberseite der Bänke zeigt oft Emersions-Zonen oder die Bänke werden von einer schräggeschichteten Grainstone/Shoal-Fazies (Fazieszone 9) überlagert. Die Fazies besteht aus Shallowing Upward-Zyklen, verbunden mit einer Zunahme der Wasserenergie.

Die Biofazies wird bestimmt durch caprinide Rudisten wie *Caprina adversa*, *Ichtyosarcolithes* sp., Radioliten der Gattung *Sphaerulites* sp., kleinen hornförmigen Korallen, Sclerospongiern und großen Muscheln wie *Chondrodonta* sp.. An Algen werden *Ethelia alba*, *Acicularia* sp., und andere Dasycladaceen beobachtet.

Das gesamte Faziesbild entspricht wieder einer typischen Rudisten-Schlammhügel-Fazies, diese Biofazies stellt nach FLOQUET (1982) ein Environment einer offenen Küsten-Lagune dar.

3. Praealveolinen-Biofazies (Fazieszone 6 - 7) (Abb. 85; Taf. 45, Fig. 6, 7)

Mikrofazies

Die Rudisten-Biofazies wird von lagunären flachsubtidalen Wackestones und Floatstones überlagert, die sich mit typisch intertidalen Karbonatsedimenten verzahnen können. Es handelt sich dabei um Mudstones mit LF-Poren, Birdeye-Poren, Stromatolithen-Krusten mit Teepee-Strukturen und intraformationellen Brekzien. In Tidal-Rinnen werden Dolomudstones beobachtet. Tempestit-Lagen sind häufig. Die Bioklasten können mit Limonit-Krusten versehen sein, die z.T. einen Onkoid-Charakter besitzen, ähnlich der Bank-Fazies des Mittelcenomans der Conillas/Suances-Plattform. Innerhalb der gesamten Fazies lässt sich folgende sedimentäre Entwicklung beobachten:

Die Sequenz beginnt in der Regel mit einer lagunären subtidalen Fazies mit Praealveolinen, die sich mit einer Mound-Fazies mit requieniden Rudisten verzahnen kann. Diese Fazies wird in der Regel von

intertidalen Mudstones und von Tidalrinnen mit Dolomudstones überlagert. Die Karbonatfazies kann von einer mergeligen-tonigen Fazies überlagert werden, die am besten mit einem Mudflat verglichen werden kann. FLOQUET (1982) interpretiert diese Fazies als Supratidal.

Biofazies

Einen guten Überblick über die Organismen dieser Fazies der südlichen Meseta geben FEUILLEE & NEUMANN (1963) und RAMIREZ DEL POZO (1971).

Die Analyse der Dünnschliffe bestätigte im wesentlichen die von den Vorbearbeitern gemachten Beobachtungen. Im einzelnen werden bei dem hier untersuchten Material folgende Organismen beobachtet:

Im Vorkommen von Sobron finden sich vor allem imperforate Großforaminiferen wie *Praealveolina simplex*, *P. cretacea*, *P. brevis* und *Ovalveolina ovum*. An Orbitolinen werden *Orbitolina conica*, *Coscinolina* sp. und *Dictyoconus* sp. beobachtet, die allerdings im Verhältnis zu den großen Milioliden selten sind. An großen Ataxophragniden sind häufig *Cuneolina pavonia*, *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* und *Cyclolina* sp. Weiter beobachtet werden *Nummoloculina* sp., *Broekina* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Reophax* sp., kleine benthonische Rotaliiden und sehr häufig kleine Miliolide. FLOQUET (1982) erwähnt Funde von *Pseudotriloculina* sp., die ein wichtiges Fazies-Fossil darstellt und hypersaline Bedingungen anzeigt (ARNAUD-VANNEAU 1980; vgl. Kap. 15.1.). An Algen werden Codiaceen (*Boueina* sp.) und Dasycladaceen (*Acicularia* sp.) gefunden. Die Alge *Marinella* sp. und *Fernocalculus* sp. sind selten.

An Makrofaunen finden sich selten Reste von requieniden Rudisten und Radioliten, Serpeln, Bryozoen und sehr selten kleine solitäre Korallen. Im Vorkommen von Tolono innerhalb des Diapirs von Peñacerrada bestehen keine grundsätzlichen Unterschiede zum Vorkommen von Sobron. Häufiger sind jedoch die kleinen Milioliden und zusätzlich die Foraminifere *Chrysalidina gradata*.

Das zum Vergleich untersuchte Vorkommen an der Sierra de Montsech im Val Ager ist erheblich ärmer an Foraminiferen mit Ausnahme der großen Milioliden. Häufig ist allerdings die Alge *Fernocalculus* sp. zusammen mit Bryozoen und pynodonten Austern. Die Häufigkeit der Alge *Fernocalculus* sp. ist ein gutes Indiz für restriktive Bedingungen. Die palökologischen Untersuchungen von SAINT-MARC (1982) bestätigen die hier gemachten palökologischen Beobachtungen mit Ausnahme der Alge *Fernocalculus* sp.

12.2.2. Zusammenfassung und Interpretation (Abb. 85)

Die Cenoman-Plattform der südlichen Meseta stellt eine regional weit verbreitete Fazies dar, die sich im Osten in den Südpyräen-Raum und im Südosten in den Keltiberischen Ketten wiederfindet. Sie ist Folge der Mittelkreide-Transgression (Megasequenz 2) und überlagert die kontinentale Utrillas-Fazies des Alb. Es handelt sich um eine Karbonatplattform ohne eine typische Plattformrand-Fazies, mit Ausnahme von Grainstone-Shoals, die als solche interpretiert werden könnten.

Innerhalb der Plattform lassen sich drei signifikante Fazieszonen unterscheiden:

1. Eine Strandfazies mit häufigen Orbitolinen und Austern, ohne miliolide Großforaminiferen. Die Fazies ist reich an terrigenen klastischen Sedimenten, die z.T. intertidalen Mixed Flat-Charakter haben.
2. Eine Schlammhügel-Fazies mit capriniden und radiolitiden Rudisten und ersten, wenigen, relativ kleinen milioliden Großforaminiferen.
3. Eine Großforaminiferen-Biofazies mit häufigen Praealveolinen und selten Orbitolinen, in die sich Schlammhügel mit requieniden Rudisten einschalten können. Es handelt sich um eine z.T. restriktive, hypersaline, lagunäre Fazies, belegt durch häufige kleine Milioliden mit *Pseudotriloculina* sp. und der Alge *Fernocalculus* sp. sowie einer allgemein herabgesetzten Organismen-Diversität.

Die lagunäre Praealveolinen-Fazies wird von intertidalen karbonatischen Sedimenten wie Mudstones mit LF-Poren, Dolomudstones und stromatolithischen Bindstones überlagert.

Die Praealveolinen-Biofazies ist mit keiner bisher betrachteten Biofazies des Apt oder des Alb in vergleichbaren Environments identisch. Sie stellt eine typische auf das Cenoman beschränkte Biofazies dar. Die Fazies ist außerdem auf die stabilen südlichen Schelfe und auf die Vorkommen innerhalb des Basko-Kantabrischen Beckens beschränkt, so daß es sich um eine spezielle paläogeographische Zone in der südlichen und östlichen Umrandung des Basko-Kantabrischen Beckens handelt.

Meseta Plattform Cenoman (hypothetisch)

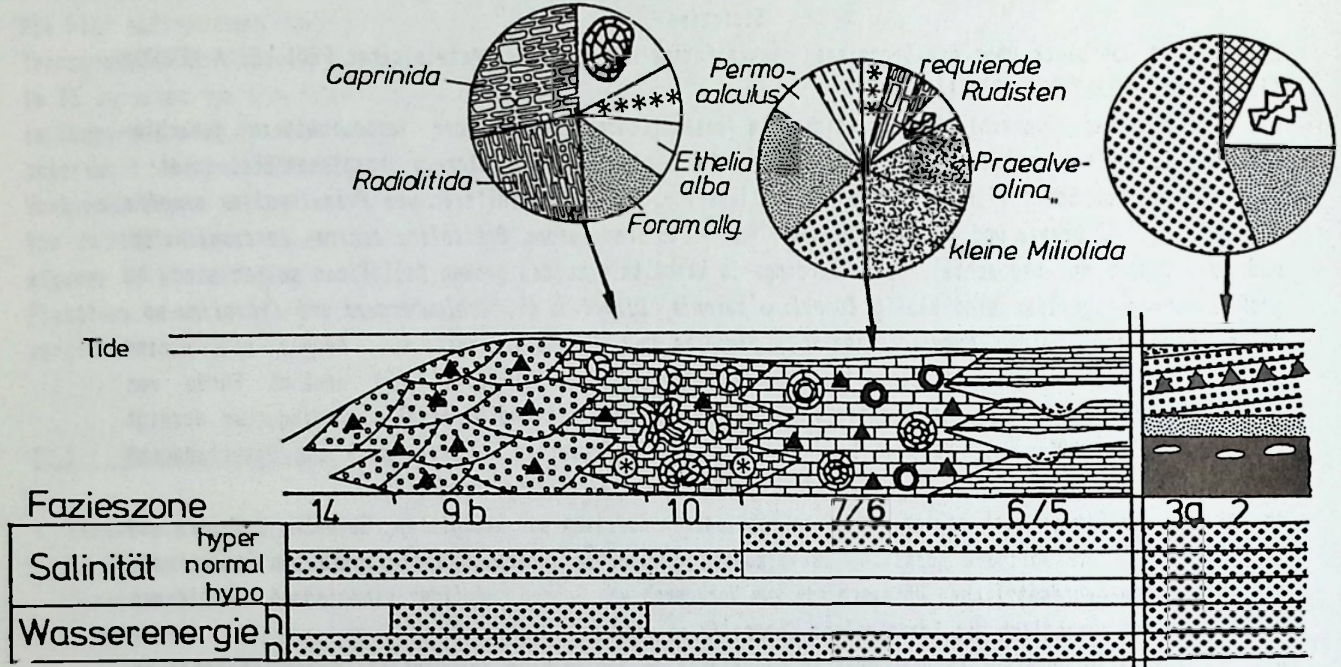


Abb. 85 Hypothetisches Faziesmodell des Cenomans auf der tektonisch stabilen Meseta. Zusammengestellt aus Daten von FLOQUET (1981, 1982 a, b), RAMIREZ DEL POZO (1971) und eigenen Untersuchungen.

12.3. Flachmarine Karbonatplattformen des Cenomans innerhalb des Basko-Kantabrischen Beckens (Abb. 120)

Innerhalb des Basko-Kantabrischen Beckens findet sich trotz der fortschreitenden Subsidenz der meisten Basement-Hochs und der Becken-Systeme eine Reihe kleiner Karbonatplattformen, die entweder an Diapir-Schwellen, vermutete vulkanische Inseln oder an weiterhin in der photischen Zone existierende Basement-Hochs gebunden sind. Die Plattformen lassen sich allerdings nur indirekt aus Schüttungen von flachmarinen Karbonaten in den Beckensedimenten nachweisen.

12.3.1. Faziesbeschreibungen

1. Obercenoman-Plattform des Murguía-Diapirs (Abb. 120; Taf. 47, Fig. 9, 10, 11)

Die Existenz einer Obercenoman-Karbonatplattform wird durch entsprechende Komponenten belegt, die an der Cenoman/Turon-Grenze (*Whitella baltica*-Zone) im Profil Jugo gefunden werden (vgl. ENGESER 1983). Innerhalb der hier stark kondensierten Becken-Fazies finden sich Extraklasten aus flachmarinen Karbonaten, z.T. Grainstones mit meteorischen Zementen. An Organismen werden *Praealveolina* cf. *brevis*, ? *Cisalveolina* sp., *Pseudedonia* sp., *Haplophragmoides* sp., *Coscinophragma* sp., *Paraphyllum* sp., *Neomeris cretacea*, kleine Milioliden, *Reophax* sp., Bryozoen und Reste von requieniden Rudisten gefunden. Die hier beobachtete Biofazies ist identisch mit der *Praealveolina*-Biofazies der südlichen Meseta (Fazieszone 7) (Abb. 85).

2. Cenoman-Plattform des Diapirs von Villasana de Mena (Abb. 120; Taf. 47, Fig. 1 - 5)

Die Existenz einer Mittel-/Obercenoman-Plattform auf dem Diapir von Villasana de Mena wird durch zwei linsenförmige Schüttungskörper am westlichen Diapir-Rand belegt (BLANK 1983, LOTZE 1960). Es handelt sich bei den sogenannten Arceo-Schichten um quarzreiche Floatstones und Rudstones, die reich sind an Intraklasten und Extraklasten sowie Diapir-Material wie Ophite, Keupertone, resedimentierte idiomorphe Quarze und Dolonudstones unbekanntes Alters. Beobachtet werden auch große Klasteen eines "Calcsphären/planktonische Foraminiferen"-Packstones des Vracon/Untercenomans, der auch am Top des Caniego-Profiles beobachtet wird (vgl. Kap. 11,9.).

Die idiomorphen Quarze verteilen sich auf eine allochthone und eine neugebildete Generation, die sich von den rötlichen, sehr großen allochthonen Quarzen durch die geringe Größe und eine sehr helle klare Farbe unterscheidet. Beide Generationen führen als Einschlüsse Sulfate und Karbonate, so daß eine Bildung in einem hypersalinen Milieu wahrscheinlich ist (vgl. Kap. 14,1.).

An Zementen werden in den Bänken fibröse A-Zemente und drusige B-Zemente beobachtet. Die aragonitischen Schalen sind in einen granularen neomorphen Kalzit umgewandelt.

Sehr häufig sind *Conicorbitolina conica* und Austern-Schill. Kleine Sandschalen, kleine Milioliden, Lituoliden, *Praealveolina* sp. und *Pseudedonia* sp. sind selten bis sehr selten. An Algen finden sich nur wenige Melobesiaceen. An Makrofauna werden kleine solitäre Hornkorallen, *Acanthochaetetes* sp., Pharetroniden, Bryozoen und Serpeln gefunden.

Die Häufigkeit der Austern und der Orbitolinen, zusammen mit den z.T. grobsandigen Sedimenten, die vermutlich aufgearbeitete Alb-Sande darstellen, lassen sich auf eine ursprünglich strandnahe Fazies schließen, die vergleichbar ist mit der Austern-Biofazies des Cenomans in den Küstenplattform-Bereichen (Fazieszone 3a - 8) (Abb. 85).

Die Herkunft der Schüttungen von der weiter existierenden Diapir-Beule ist aufgrund der Diapir-Extraklasten sehr wahrscheinlich, die Schüttungen schalten sich in eine siltige Beckenfazies mit "Flysch à boules"-Charakter ein, die hier allerdings eine Art Prodelta-Fazies darstellt. Die von BLANK (1983) angenommene äolische Natur der Silte ist aufgrund der Korngrößenanalyse unwahrscheinlich.

3. Guernica-Diapir (Abb. 120; Taf. 47, Fig. 6)

BÖSS (1982) beschreibt vom Westrand des Diapirs von Guernica "allodapische Kalke" mit Praealveolinen, Orbitolinen und Korallen. Es handelt sich um das nördlichste bekannte Vorkommen von flachmarinen Cenoman innerhalb des Biskaya-Pull Apart-Beckens. Von BÖSS freundlicherweise zur Verfügung gestellte Proben ergaben folgendes Bild:

Es handelt sich mikrofazial um Floatstones und Rudstones mit sehr häufigen Bioklasten. Die Karbonate sind reich an detritischem Quarz, Intraklasten, Pseudopellets und Rindenkörnern und stellen ein

typisches Plattform-Schutt-Sediment dar (Fazieszone 12). Sie zeigen eine intensive Diagenese. Die aragonitischen Schalen sind z.T. nur noch als Relikte vorhanden und die Hoch-Mg-Kalzit-Schalen der Praealveolinen sind z.T. sparitisiert.

Die Biofazies besteht vorwiegend aus *Conicorbitolina conita*, *Praealveolina cf. brevis*, *Praealveolina* sp. und *Ovalveolina ovum*. Weiter beobachtet werden *Pseudolituonella* sp., *Quinqueloculina* sp., *Textularia* sp., dendroide und solitäre Korallen, requienide Rudisten, Radioliten, Bryozoen, Serpeln, pycnodonte Austern, Pharetroniden, Stromatoporen und *Trinocladus tripolitanus*.

4. Flachmarines Obercenoman von Aguineta (Abb. 120; Taf. 46, Fig. 8, 9, 10)

Innerhalb des Biskaya-Pull Apart-Beckens findet sich ein sehr kleines Vorkommen mit Grainstone- und Rudstone-Schüttungen. Das Vorkommen ist an der kleinen Paßstraße von Aguineta einige Kilometer nördlich von Zumarraga aufgeschlossen (vgl. ENGESER 1983). Durch die intensive Tektonik in diesem Gebiet sind die Klaster nur noch schwer zu analysieren. Intraklaster und Bioklaster sind häufig. Von den großen Bioklaster sind nur wenige coralline Rotalgen (*Lithophyllum* sp.) und *Conicorbitolina* sp. identifizierbar. An milioliden Großforaminiferen wird *Pseudedomia* sp. beobachtet.

Die Karbonate stammen vermutlich von einem vulkanischen Seamount, da sich in der näheren Umgebung kein Diapir oder Basement-Hoch befindet, dafür aber submarine Vulkanite mit zwischengeschalteten proximalen Debris Flows mit vulkanodetritischen Sedimenten.

5. Flachmarines Unter-/Mittelcenoman des Aitzgorri-Basement-Hochs (Abb. 120; Taf. 47, Fig. 7, 8)

Von Südost-Rand des Aitzgorri-Hochs, zwischen Araya und Ciordia, sind flachmarine z.T. turbiditische Unter- und Mittelcenoman-Sedimente bekannt, die sich in die feinklastische La Lece-Fazies des Oberalb/Cenoman einschalten (REITNER 1980, 1982). Es handelt sich um einen kleinen Karbonatturbidit-Fan, der sich bei Araya mit einer Slope-Fazies mit Rudstone-Rinnen und Debris Flows verzahnt. Der kleine Fan entwickelt sich nach Osten und erreicht maximale Mächtigkeiten von ca. 50 m (Lezaun-Fazies, REITNER 1980, 1982). Die Rinnenfazies und die Turbidite ergaben eine reichhaltige flachmarine Fauna und Flora des Unter-/Mittelcenomans (Abb. 35).

Die Bouma e-Horizonte der Lezaun-Turbidit-Fazies sind reich an Ostrakoden, die in die photische Zone gehören (vgl. REITNER 1980). In den Turbiditen selbst finden sich häufig abgerollte Orbitolinen und Reste von Echiniden und Rudisten.

Die Rinnenfazies bei Araya führt erheblich mehr flachmarine Bioklaster. Die beobachteten Rudstones sind reich an abgerollten Intraklaster mit folgenden Mikrofaziestypen:

Beobachtet werden vor allem siltige Mudstones, reine Mudstones und sandige Packstones/Grainstones mit häufigen kleinen Milioliden. Untergeordnet finden sich Wackestones mit *Trocholina* sp., Calcisphären, Pseudopellets, dünnschalige Ostrakoden, Echinodermen-Schutt und Dasycladaceen. Neben dieser Mikrofazies finden sich große Klaster mit Orbitolinen-Floatstones und Sandsteinen mit einer mikritischen und sparitischen Matrix. Die Mikrofazies der aus den Rinnen stammenden Intraklaster lässt auf ein lagunäres und z.T. intertidales Milieu schließen (Fazieszone 5 - 8).

An Organismen werden in den Rinnen *Orbitolina* sp. und *Conicorbitolina* sp., häufig große *Reophax* sp. und Austern beobachtet. Die Orbitolinen haben ausschließlich Quarzkörner agglutiniert. Selten sind *Praealveolina* sp., *Archaeolithothamnium* sp., *Buoëina pygmaea*, Pharetroniden, solitäre Korallen und Echinodermen-Schutt. Die hier aufgefundene Karbonatfazies des Cenomans muß aufgrund der Fan-Geometrie und der gemessenen Schüttungsrichtungen vom nordwestlichen Aitzgorri-Hoch abgeleitet werden.

12.3.2. Zusammenfassung

Die Karbonatplattformen des Cenomans innerhalb des Basko-Kantabrischen Beckens sind beschränkt auf kleine Hochgebiete, die entweder an Diapire, vulkanische Inseln oder Basement-Hochs gebunden sind. Die beobachteten Bio- und Lithofazies gleichen in den meisten Fällen der Orbitolinen/Austern-Fazies der südlichen Meseta.

Die Diapire haben zu dieser Zeit ein zweites Aufstiegs-Maximum.

13. Ausgewählte Karbonatplattformen des Urgo-Apt und ihre Biofazies. Vergleichsfall 2

Die großen weitaushaltenden Plattformen des Apt im Basko-Kantabrischen Becken zeigen nur z.T. eine ähnliche Biofazies wie die Oberalb-Karbonatplattformen. Dabei ist allerdings zu beachten, daß die Urgon-Fazies eine progressive Entwicklung, d.h. eine Entwicklung von sogenannten "unreifen" Karbonatplattformen (WIEDMANN et al. 1983) mit einem hohen Anteil an terrigen-klastischen Sedimenten zu "reifen" Riffkarbonaten mit einem fast vollständigen Fehlen terrigener Klastika durchlaufen hat. PASCAL (1982a,b) unterscheidet drei "biosedimentäre Systeme", die jeweils eine bestimmte Entwicklungs-Phase der Plattformen darstellen. Der wichtigste Einschnitt innerhalb der Urgon-Plattformentwicklung erfolgt im Gargas (Mittelapt) (vgl. Kap. 15.2.). Das sogenannte Gargas-Ereignis führt zu einer grundsätzlichen Umgestaltung des Basko-Kantabrischen Beckens. Die einsetzende Strike Slip Fault-Tektonik an der BTcS führt zur Bildung von isolierten Basement-Hochs und tiefen Becken (Abb. 117). Die Folge dieser strukturellen Umgestaltung des Beckens ist eine umfassende Veränderung der Biofazies, die typischen "unreifen" Küsten-Plattformen werden z.T. durch echte Riff-Plattformen ersetzt, insbesondere auf den neu entstandenen Basement-Hochs, die in wesentlichen Zügen mit denen der Oberalb-Plattformen übereinstimmen (vgl. PASCAL 1976, 1982a, b; RAT 1959).

PASCAL (1974, 1976, 1982a, b), RAT (1959), GARCIA MONDEJAR (1979) beschreiben folgende Biofazies-Zonen:

Innere Plattform

1. Biofazies mit Rudisten und Milioliden
2. Biofazies mit Orbitolinen

Äußere Plattform

3. Biofazies mit massiven Korallen
4. Biofazies mit "Algen-Mud Mounds" als typische Plattformrand-Fazies
5. Biofazies mit Spongien und Rotalgen
6. Biofazies mit Crinoiden

Becken

7. Biofazies mit *Tritaxia* sp. und Schwamm-Spicula
8. Biofazies mit *Exogyra* sp., *Plicatula* sp. und Ammoniten

Abweichungen gegenüber dem Alb ergeben sich vor allem in der Zusammensetzung der Organismen-Gemeinschaften und in der internen Struktur der Plattformen. Vor allem die Plattformen des 1. biosedimentären Zyklus (Oberbarrene - Unterapt) nach PASCAL (1982a,b) weichen erheblich von den jüngeren ab.

Als Beispiel für diesen Plattform-Typ wird die Landa-Plattform des Apt vorgestellt, deren Fazieszonen als Standard gelten können. Zur Unterstützung der Faziesanalyse werden noch die Vorkommen von Nograro, der Otzaurte-Mulde und des Peña Araz herangezogen.

13.1. Landa-Plattform des Apt (Abb. 86)

Geographische Lage und geologische Situation (vgl. Kap. 11.2., Abb. 14)

Die Plattform wurde an fünf Profilen und an einer Vielzahl einzelner Aufschlüsse (Abb. 14) genauer untersucht und auf diesen Daten ein Faziesmodell erstellt.

Die Karbonatfazies ist z.T. charakterisiert durch eine extreme Zyklizität. Die Zyklen sind in der Regel retrograd, nur ein geringer Teil ist prograd (Abb. 87 - 91). Ein retrograder Ideal-Zyklus beginnt mit intertidalen Sedimenten und endet mit einem subtidalen Riffschutt (Abb. 90).

Das zweidimensionale Faziesbild, das durch die Korrelation der Profile gewonnen wird, zeigt eine deutliche Drei-Teilung der Plattform in einen westlich gelegenen wenig zyklischen Randbereich, einen stark zyklischen zentralen Bereich und einen östlichen Randbereich mit überwiegend intertidalen Sedimenten und nur wenigen Karbonat-Bänken. Die Korrelation der Profile erfolgte über Tempestit-Lagen (Abb. 86).

Faziesbeschreibungen

1. Silikoklastisches Intertidal (Fazieszone 2) (Abb. 87, 92)
 - a. Die innerste Zone wird aus Mudflat-Sedimenten mit sehr wenig Silt und Sand gebildet. An Organismen werden Austern, Ostrakoden und wenige primitive Sandschaler gefunden (Abb. 87, 92).

Landa-Plattform Apt

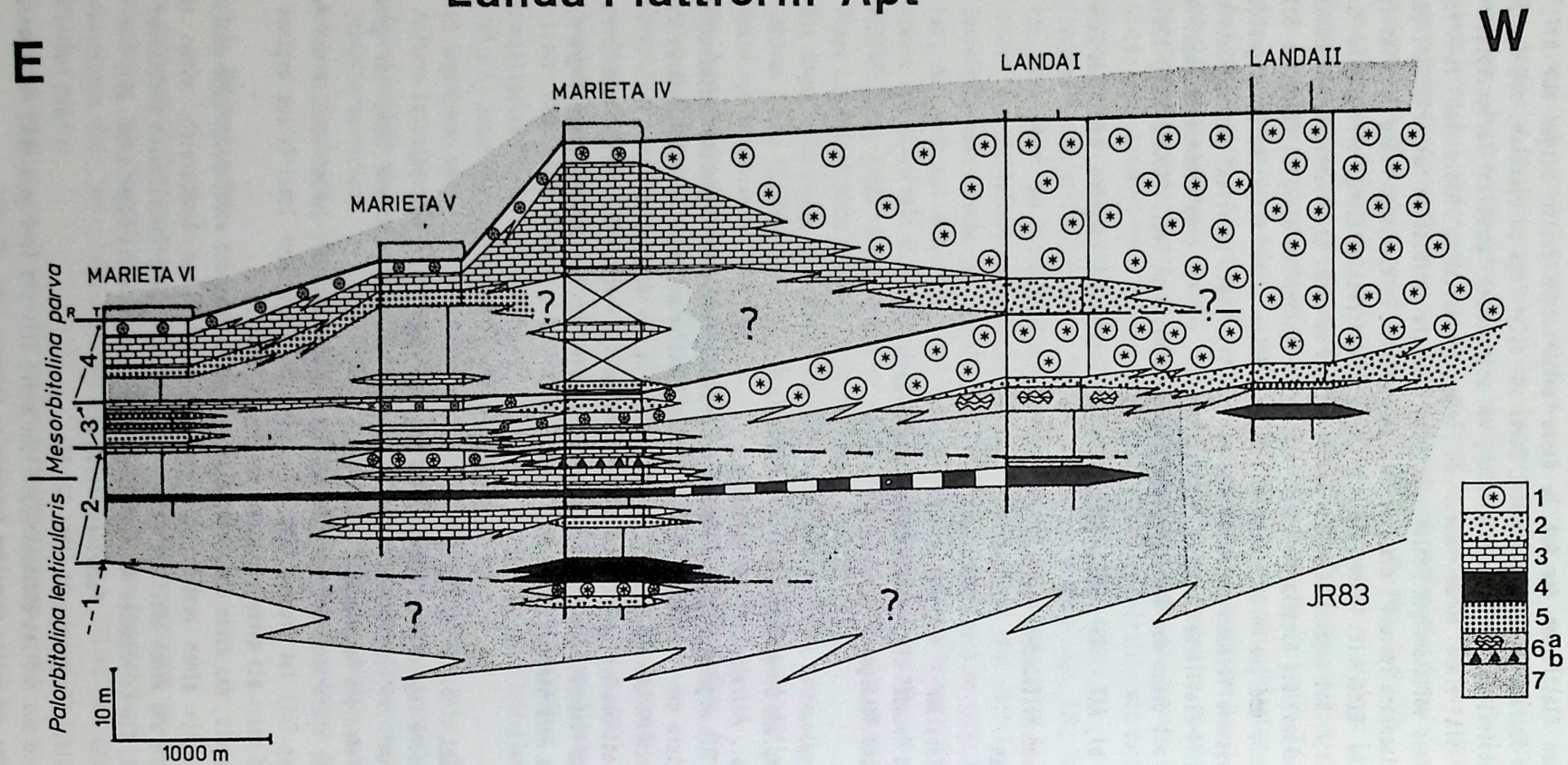


Abb. 86 Fazieskorrelation der Profile der Landa-Plattform des Apt. Im Osten befindet sich das Elgvea-Hoch, im Westen das sich eintiefende Aramayona-Becken.
 1 - Riffkalk-Einheit (Fazieszone 11a, b), 2 - Vorriff-Bereich (Fazieszone 12), 3 - Scleractinia/*Toucasia*-Biofazies (Fazieszone 10, 11b), 4 - Tempestite (Fazieszone 6a), 5 - *Monopleura*/*Dasycladaceen*-Biofazies (Fazieszone 6/7), 6a - silikoklastisches Intertidal mit Austern (Fazieszone 2), 6b - Tidalrinnen mit Orbitolinen, 7 - silikoklastisches Intertidal allgemein

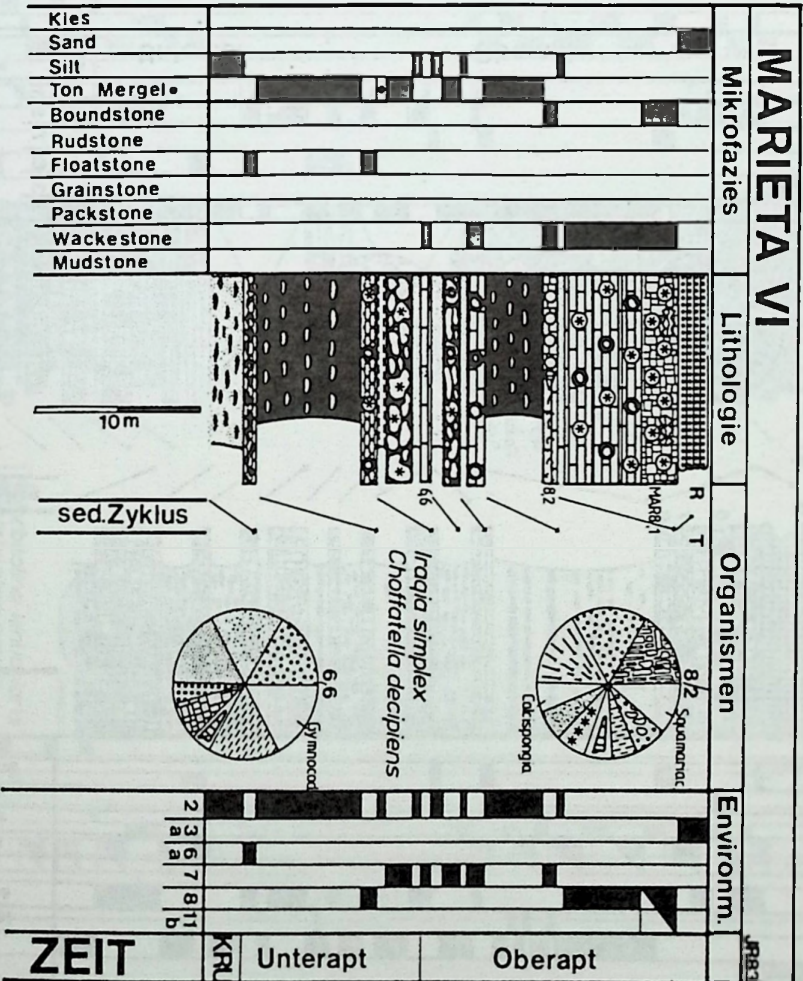


Abb. 87 Profil Marieta VI im Osten am Rand zum Eliguea-Hoch mit häufigen Mudflut-Einschaltungen.

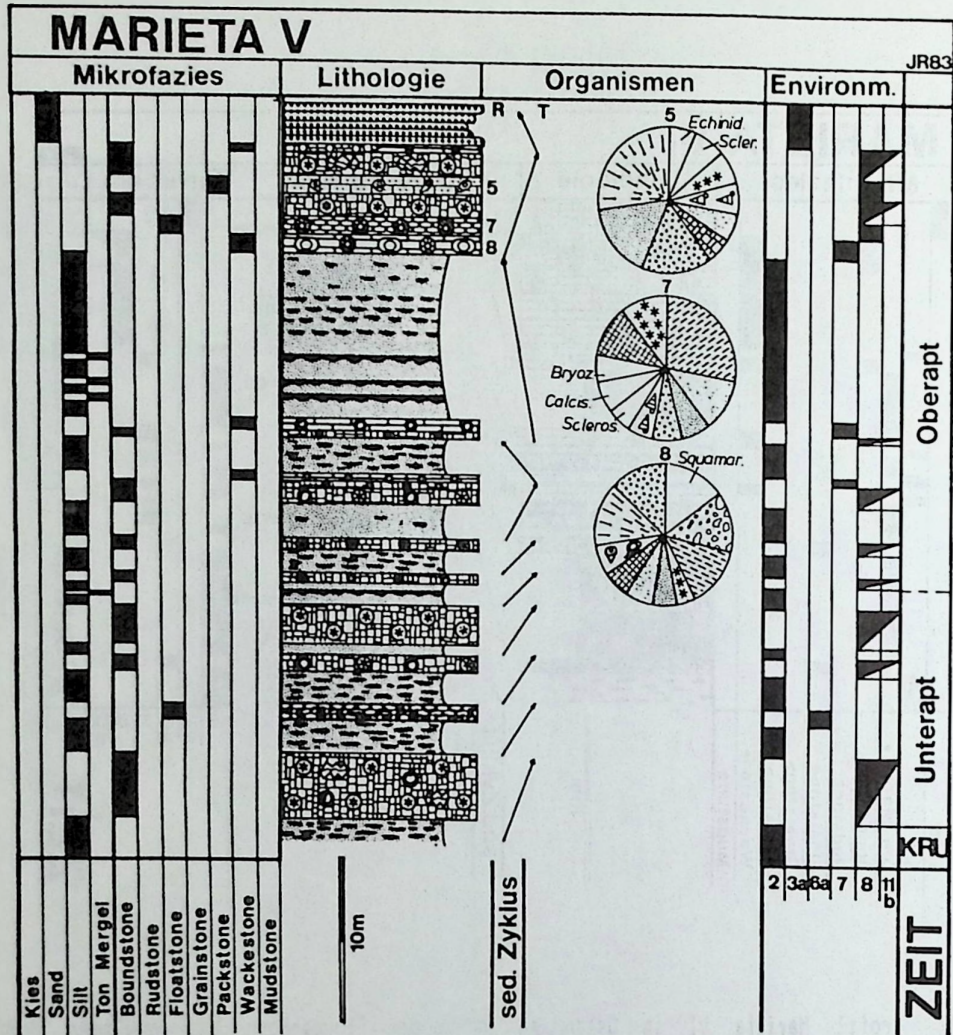


Abb. 88 Profil Marieta V mit häufiger Linsenschichtung, welliger Schichtung aus Wellenrippeln und Flaserschichtung. Die Zyklen zeigen mit wenigen Ausnahmen deutlich einen retrograden Charakter.

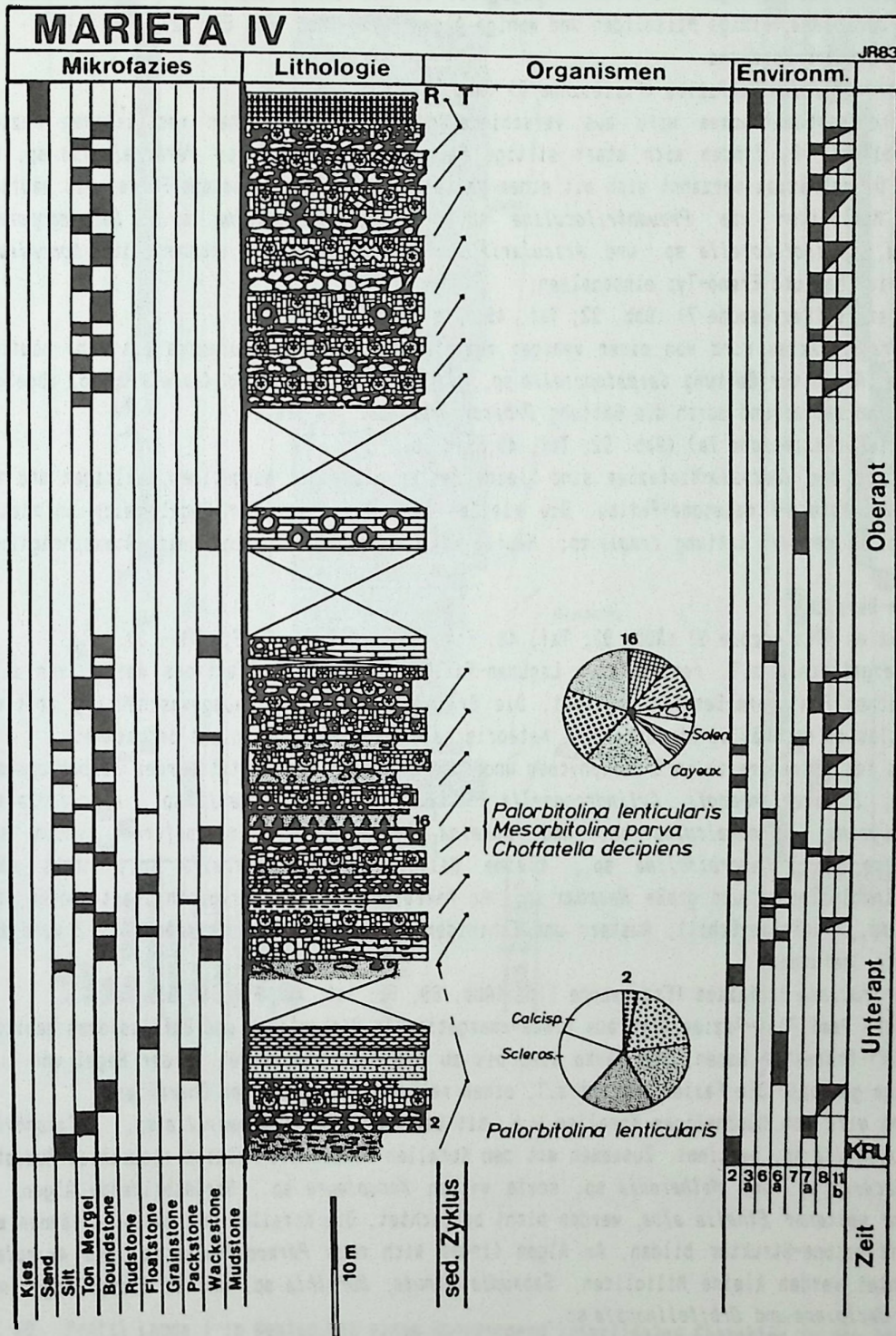


Abb. 89 Profil Marieta IV mit deutlichem Rückgang der intertidalen Sedimente. Dieses Profil zeigt bei den karbonatischen Intervallen die heterogenste Fazies.

b. Das Mudflat wird von einem siltigen bis sandigen Mixed Flat mit einer Linsen- und Flaserschichtung, häufiger Bioturbation und einigen Tidal-Rinnen abgelöst. In den Rinnen finden sich *Falorbitolina* sp. und *Choffatella decipiens*, einige Milioliden und wenige Algen-Reste (Abb. 88, 89, 92).

2. Innere Karbonatplattform-Bereiche

a. *Monopleura/Permocalculus*-Biofazies (Fazieszone 6) (Abb. 92; Taf. 49, Fig. 11)

Die küstennahe Karbonatfazies wird aus verschiedenen niederenergetischen restriktiven Fazies-Bereichen gebildet. Es finden sich stark siltige Packstones mit häufigen *Permocalculus* sp. und *Nerinea* sp.. Diese Fazies verzahnt sich mit einer weiteren lagunären Wackestone-Fazies mit häufigen Ostrakoden, Milioliden wie *Pseudotriloculina* sp. und *Quinqueloculina* sp., *Salpingoporella muehlenbergii*, *Cylindroporella* sp. und *Acicularia* sp.. In diese Fazies können sich *Monopleura*-Büschel vom Micicha- und Ereno-Typ einschalten.

b. *Toucasia*-Biofazies (Fazieszone 7) (Abb. 92; Taf. 49, Fig. 14, 15)

Die *Monopleura*-Biofazies wird von einer weniger restriktiven *Toucasia*-Biofazies mit sehr häufigen Milioliden und Algen der Gattung *Carpatoporella* sp., *Taumatoporella* sp. und *Acicularia* sp. abgelöst. Orbitolinen sind selten und durch die Gattung *Orbitolinopsis* sp. vertreten.

c. *Iraqia*-Biofazies (Fazieszone 7a) (Abb. 92; Taf. 49, Fig. 5)

Eingeschaltet in die *Toucasia*-Biofazies sind kleine Becken mit einer mergeligen, siltigen und z.T. bituminösen Wackestone-Floatstone-Fazies. Die kleinen Becken sind in der Regel reich an kleinen konischen Orbitolinen der Gattung *Iraqia* sp.. Häufig ist die Art *I. simplex*. Kleine Ataxophragmiden sind häufig.

3. Äußere Plattform-Bereiche

a. Grainstone-Fazies (Fazieszone 9) (Abb. 92; Taf. 48, Fig. 7 - 11; Taf. 49, Fig. 1 - 3)

Die niederenergetischen z.T. restriktiven Lagunen-Fazies der inneren Plattform werden von einem hochenergetischen Plattform-Bereich abgelöst. Die Grainstones sind gut ausgewaschen und sortiert, führen Intraklasten und häufig Rindenkörner. Meteorische A-Zemente wurden nicht beobachtet.

Die Biofazies ist extrem reich an Chlorophyteen und anderen Algen. Beobachtet werden *Salpingoporella* cf. *dinarica*, *S. muehlenbergii*, *Cylindroporella* cf. *elitzae*, *Heteroporella* sp., *Acicularia* sp., *Marinella lugeoni*, *Permocalculus* sp. und *Boueina pygmaea*. An Foraminiferen finden sich *Simplorbitolina* sp., *Mesorbitolina* sp., kleine Milioliden, *Glomospirella* sp., nicht näher bestimmbare Involutiniden und große *Reophax* sp.. An Makrofaunen werden Bryozoen, Gastropoden, z.T. mit *Nerinea* sp., Rudisten-Schill, Austern und Echiniden beobachtet. Im Vorkommen VAL 12 wird auch *Praeacprina* sp. gefunden.

b. *Scleractinia/Toucasia*-Biofazies (Fazieszone 11b) (Abb. 89, 92; Taf. 48, Fig. 5, 6)

Die eigentliche Reef Flat-Fazies wird aus niederenergetischen Wackestones und Bafflestones gebildet, die einen Riff-Charakter haben. Die Bänke sind bis zu 1 m dick und werden in der Regel von einer Emersions-Lage gekappt. Die Fazies besitzt z.T. einen retrograden zyklischen Charakter.

Die Biofazies wird von büscheligen Korallen u.a. mit den Gattungen *Cladophyllia* sp., *Calamophyllia* sp. und *Stylosailia* sp. bestimmt. Zusammen mit den Korallen finden sich kleine requienide Rudisten, meistens *Toucasia* sp. und *Matheronia* sp. sowie selten *Monopleura* sp.. Gerüstbildende Algen, mit Ausnahme sehr seltener *Ethelia alba*, werden nicht beobachtet. Die Korallen und Rudisten können eine typische Bafflestone-Struktur bilden. An Algen finden sich noch *Permocalculus* sp. und *Acicularia* sp.. Beobachtet werden kleine Milioliden, *Sabaudia minuta*, *Dorothia* sp. und in tiefen Lagen noch *Choffatella decipiens* und *Orbitolinopsis* sp..

Nahe des eigentlichen Riffkerns wird die Fauna diverser. Es finden sich dann noch Stromatoporen und Korallen der Gattung *Cantodocis* sp..

c. *Scleractinia/Stromatopora/Rhodophyceae*-Biofazies (Fazieszone 11a)

(Abb. 86, 90, 91, 92; Taf. 48, Fig. 2, 3, 4, 9)

Der äußerste Rand der Plattform besitzt eine Riffkern-Fazies mit häufigen Floatstones und Framestones. Der Mikrit ist ungewandelt in Mikrospatit. Der Kalk ist intensiv mit Bitumen imprägniert. Ein Teil der Organismen ist noch in Lebendstellung. Beobachtet werden vor allem Korallen der Gattungen *Astrocoenia* sp., *Flexigyra* sp., *Eugyra* sp. und *Latimeandrea* sp.. Die Korallen sind in der Regel umkrustet mit *Archaeolithothamnium* sp. und *Ethelia alba* und bilden mit nicht näher bestimmbaren kopfgroßen Stromatoporen, *Toucasia* sp., *Polyconites* sp. und Austern ein Frame-Gefüge.

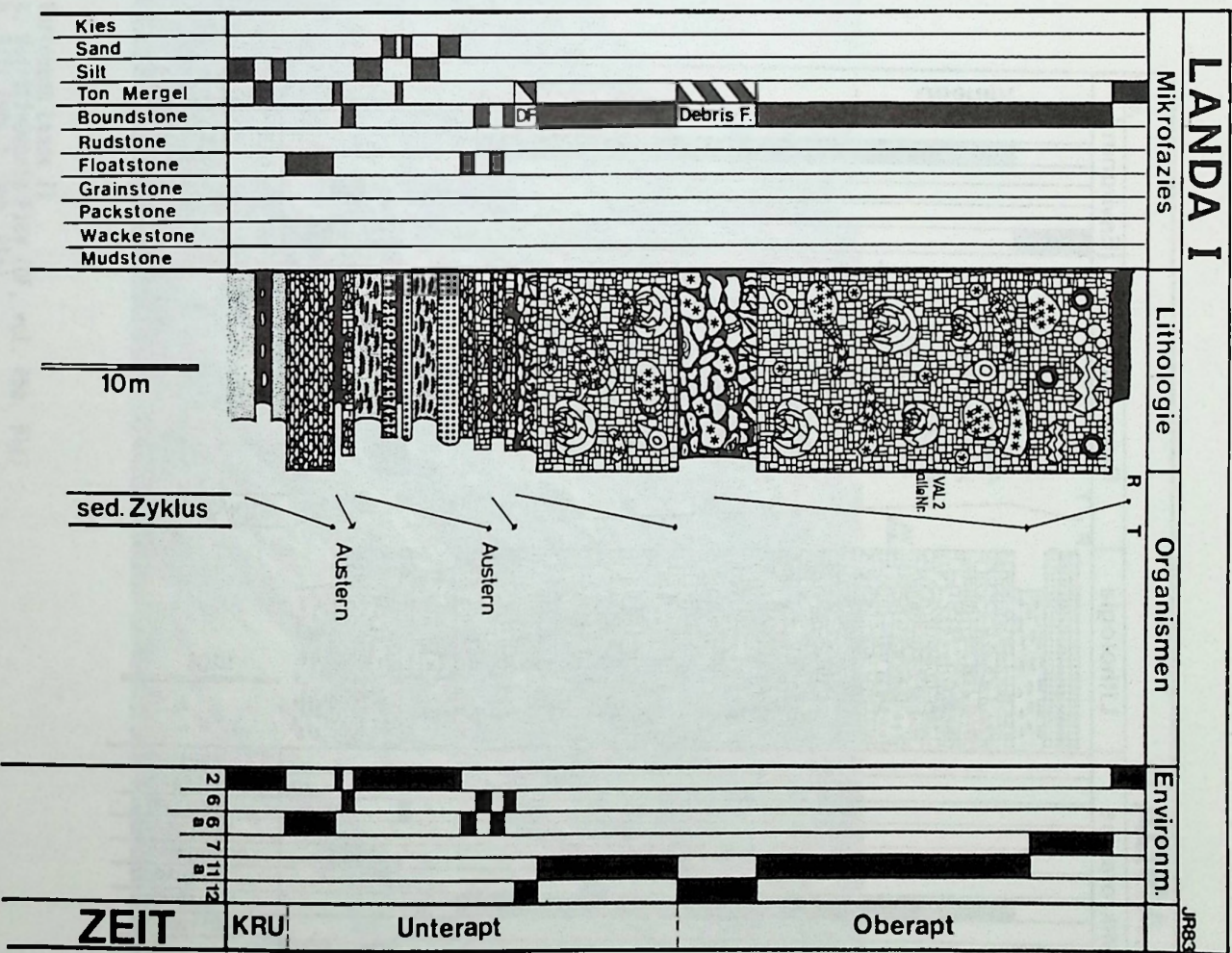


Abb. 90 Profil Landa I im Westen mit einem überwiegend intertidalen Charakter in den liegenden Einheiten. Die hangenden Einheiten zeigen einen deutlichen Rifff-Charakter mit eingeschalteten Vorriff-Debris Flows.

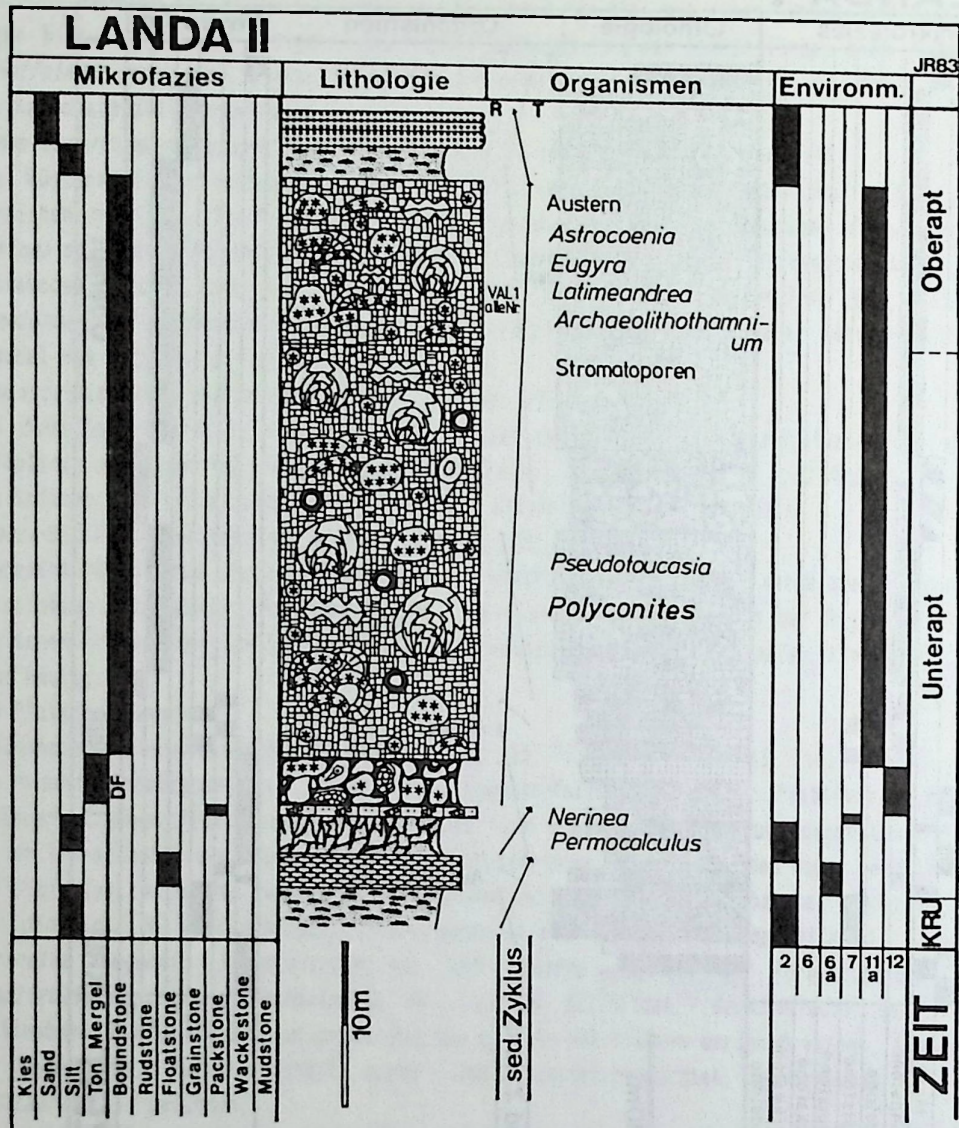


Abb. 91a Profil Landa II mit vergleichbarer Faziesentwicklung wie Landa I. Es handelt sich um das westlichste Vorkommen am Rand zum Aramayona-Becken,



Abb. 91b Vorkommen Landa II
a, Vorriff-Debris Flow (DF, vgl. Abb. 91a)
b, Riff (VAL 1, Abb. 91a)

Landa-Plattform Unterapt

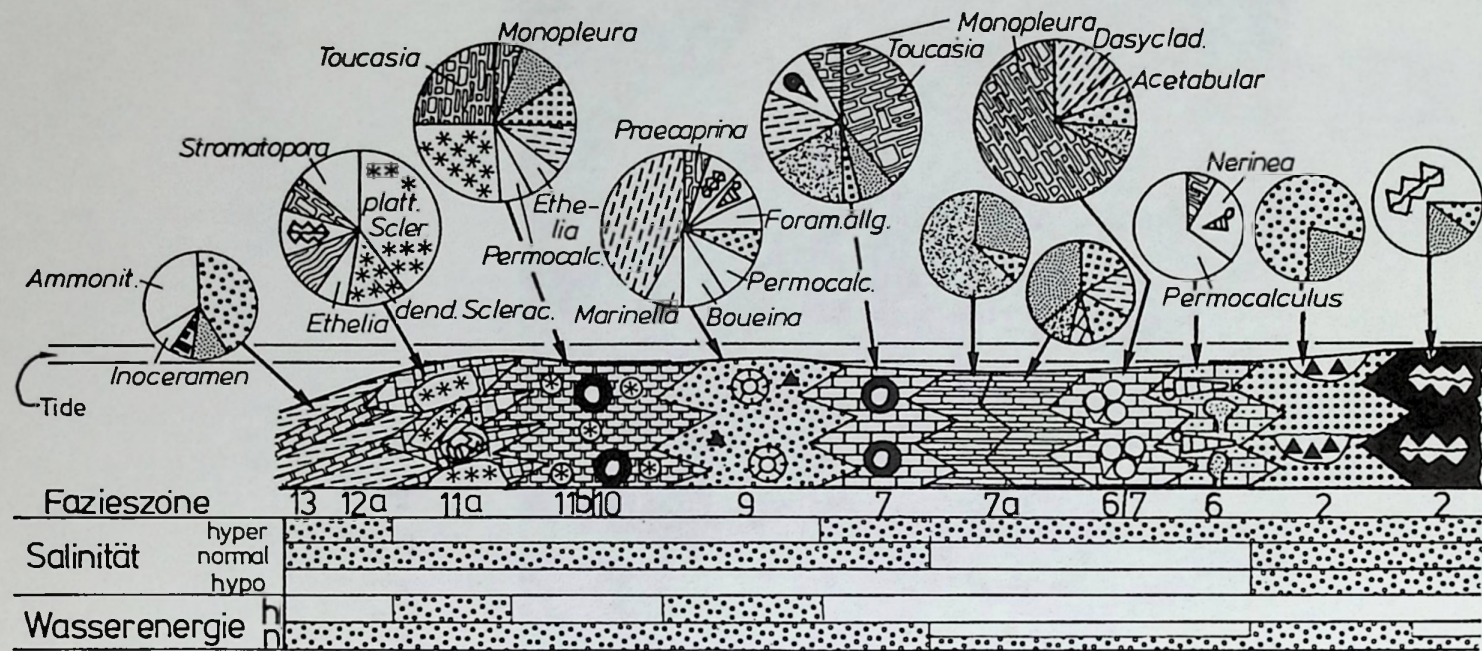


Abb. 92 Faziesmodell einer "unreifen" Küstenplattform des Unterapt (Mittelapt pars) des Aitzgorri und seiner näheren Umgebung. Berücksichtigt sind die Vorkommen von Landa, die Profile Otzaurte 4, 5, 7, der Pena Araz und die Vorkommen der Diapir-Plattform von Mutiloa.

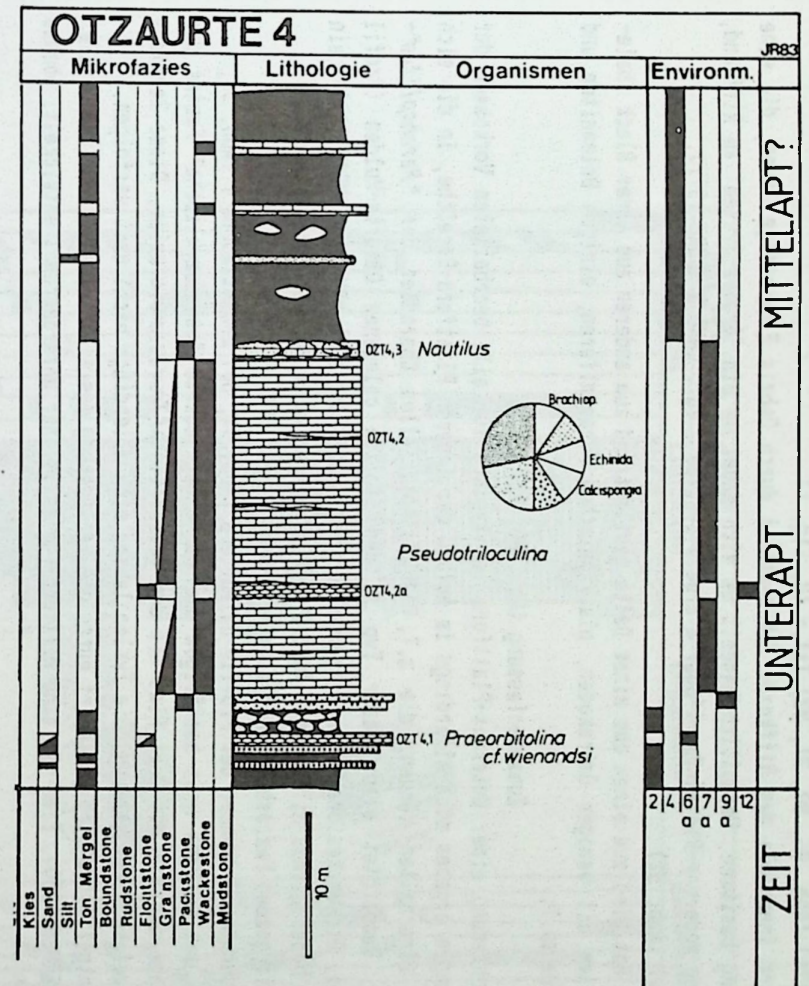
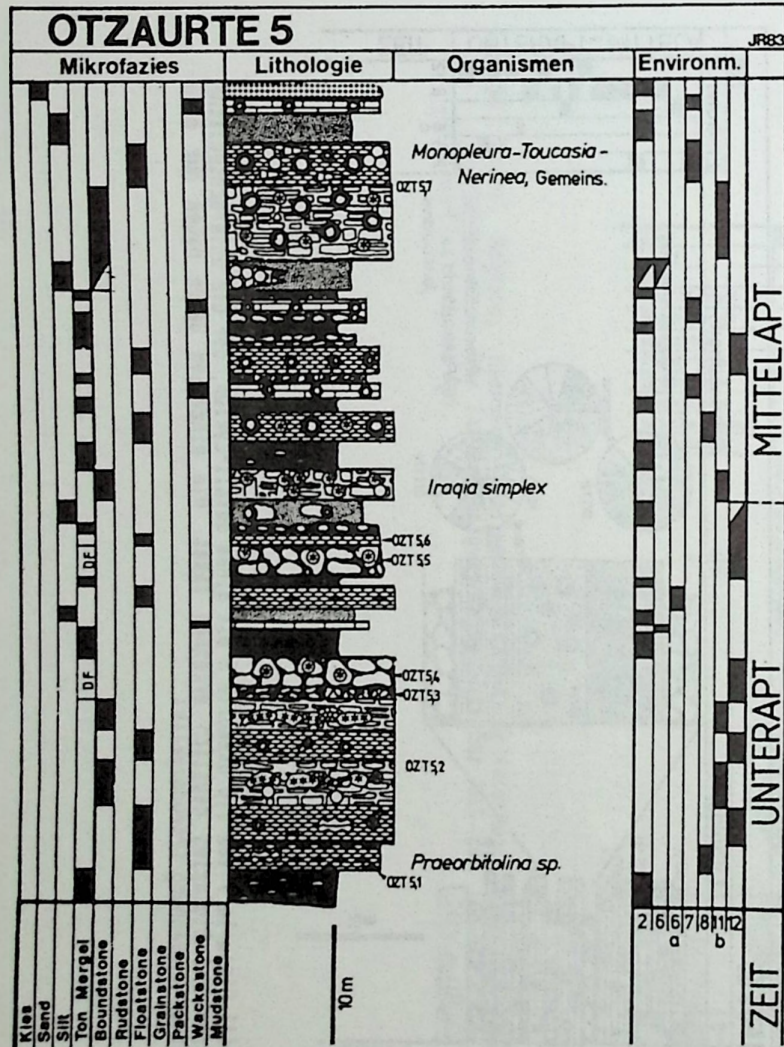


Abb. 93 Profil Otzaurte 4 mit einer Lagunen-Becken-Fazies

Abb. 94 Profil Otzaurte 5 mit einer deutlichen Pseudozyklizität, (vgl. Profil Marieta IV)

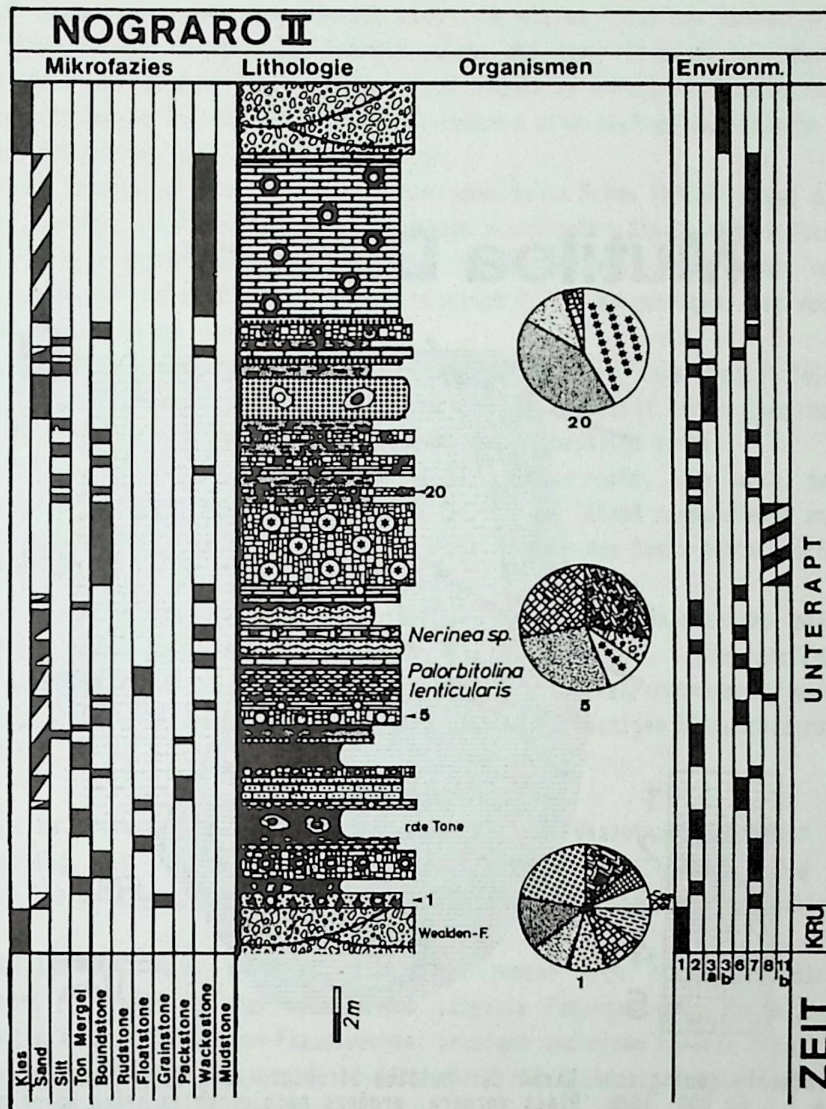


Abb. 96 Profil Nograro, das von kontinentalen bzw. deltaischen Sedimenten unter- und überlagert wird. Die Faziesabfolge ist vergleichbar mit den inneren Bereichen der Landa-Plattform des Apt.

Mutiloa Diapir

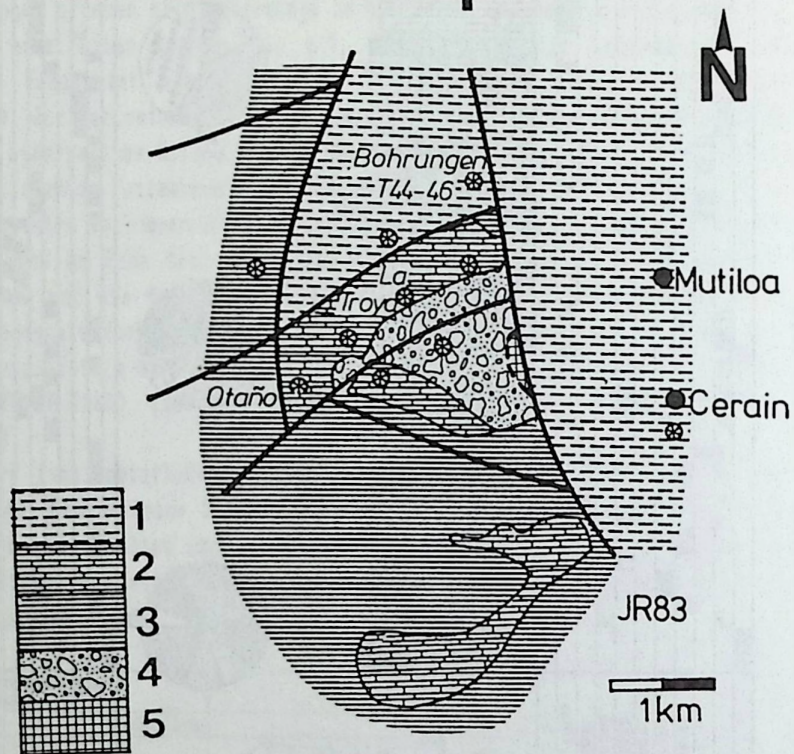


Abb. 97 Vereinfachte geologische Karte der Mutiloa-Struktur, Verändert nach der Geologischen Karte 1 : 50 000, IGME, Blatt Vergara, ergänzt nach unpublizierten Daten der COMINCO und eigenen Aufnahmen.
 1 - Oberkreide, 2 - Urgon-Kalke, 3 - Beckenfazies des Apt, 4 - Wealden-Fazies des Barrene im Kern der Brachy-Antikline, 5 - Trias

13.2. Diapir-Plattform von Mutiloa (Abb. 97)

Neben den "unreifen" Küstenplattformen des Unterapt wird eine kleine Plattform beobachtet, die innerhalb des Biskaya-Pull Apart-Beckens liegt. Es handelt sich um eine Diapirbeule, nachgewiesen durch unveröffentlichte reflexionsseismische Daten und durch die ebenfalls unveröffentlichte Tiefbohrung CEGAMA (Abb. 7a, b). Weitere Argumente für die Existenz eines Diapirs sind häufige sulfidische Vererzungen von Lagerstätten-Qualität und Salinen nahe des Dorfes Mutiloa.

Die Erze werden von der kanadischen Firma COMINCO und der spanischen Firma EXMINESA bei der alten Mine La Troya (Abb. 97) prospektiert, in deren Nähe sich die heute wichtigsten Oberflächen-Aufschlüsse befinden. Daß es sich bei der Brachy-Antikline um einen Diapir handeln könnte, wurde schon von LOTZE (1973) vermutet; er hatte auf seiner geologischen Karte bereits einen Diapir eingetragen. Die von ihm kartierten Trias-Aufschlüsse wurden allerdings nicht gefunden.

Von MIR et al. (1971) werden die beobachteten Kalke als Oberalb kartiert, eine absolut falsche Einstufung. Von RAT (1959) und von den Autoren der Geologischen Karte 1 : 50 000, Blatt Vergara wurde die Karbonate ins Apt gestellt, eine Einstufung, die durch eigene Untersuchungen betätigt wurde.

Der Mutiloa-Diapir liegt heute im Bereich einer großen Decken-Bahn, die sich deutlich in den reflexionsseismischen Profilen abzeichnet und auch durch die Bohrung CEGAMA nachgewiesen wird (Abb. 7a, b). Der Mutiloa-Diapir stellt den ältesten bis jetzt bekannten Diapir des Basko-Kantabrischen Beckens dar.

Stratigraphie

Die hier vorliegenden Urgo-Apt-Karbonate umfassen einen Zeitraum vom Oberbarrene bis an die Wende Bedoule/Gargas, belegt durch die Foraminiferen *Choffatella decipiens*, *Palorbitolina lenticularis*, *Praeorbitolina* cf. *wiedansi*, *Iraqia simplex* und der Dasycladacee *Salpingoporella muehlenbergii*. Das Oberapt wird repräsentiert durch Schwarzschiefer-artige Sedimente mit wenigen planktonischen Foraminiferen wie *Globigerinelloides* sp..

Struktur der Plattform

Die Karbonatplattform hat, soweit aus den Bohrungen bekannt, eine Gesamtausdehnung von ca. 20 km² und verzahnt sich allseitig mit der Becken-Fazies der "Parahoplites"-Schichten. Die Plattform ist durchschnittlich 80 - 150 m mächtig (Abb. 89, 99) und heute von großen Störungen allseitig begrenzt (Abb. 97).

Die Sedimentationsabfolge ist stark zyklisch. Allerdings lassen sich die Zyklen nicht miteinander korrelieren. Verantwortlich dafür ist der sehr rasche laterale Fazieswechsel. Auffällig ist, daß die unteren Profilabschnitte einen sehr raschen Fazieswechsel anzeigen und einen höheren Anteil von terrigenen Klastika besitzen als die höheren Profilabschnitte (Abb. 94). Die interne Struktur der Diapir-Plattform gleicht in vielem denen der Küsten-Plattformen.

Faziesbeschreibungen

Die Faziesanalyse basiert neben der Untersuchung der Oberflächen-Aufschlüsse auch auf der Untersuchung der Bohrkerne und Bohrprotokolle, die freundlicherweise von der COMINCO im Rahmen eines Consulting bereitgestellt wurden. Untersucht wurden drei Bohrungen (T 44, T 45, T 46), die einen guten Einblick in die vertikale Faziesabfolge erlaubten. Die Bohrungen wurden im Abstand von 100 m abgeteuft (Abb. 99).

1. Becken-Fazies (Parahoplites-Schichten) (Fazieszone 14) (Abb. 98, 99)

Die Becken-Fazies besteht aus dunklen z.T. bituminösen, gebankten Mudstones mit Ammoniten (*Deshaysites* sp.), Kieselschwämmen und Inoceramen. Die Mikrofauna besteht vorwiegend aus dünnchaligen Ostrakoden und sehr wenigen Foraminiferen (*Lenticulina* sp., *Leopoldina* sp., *Globigerinelloides* sp.). Bioturbation ist selten. Nach PASCAL (1979) muß hier aufgrund geochemischer Na-Anomalien z.T. mit hypersalinen und stagnierenden Bedingungen, zumindestens in den tieferen Wasserschichten, gerechnet werden. Bestätigt wird diese Vermutung durch das sehr niederdiverse Benthos mit den dünnchaligen Ostrakoden.

2. "Vorriff" (Fazieszone 12) (Taf. 48, Fig. 1)

In die Beckenfazies können sich Debris Flows und Karbonat-Turbidite einschalten. Es handelt sich entweder um Crinoiden/Rudisten-Grainstones oder um Floatstones mit Korallenschutt, die Crinoiden/Rudisten-Grainstones sind an der alten Mine La Troya nahe dem Berg Otano aufgeschlossen. Es handelt sich um ca. 5 - 30 cm dicke Bänke, die sich in grüne Mergel einschalten. Die Floatstones mit Korallenschutt und Intraklasten, die sich mit den Beckensedimenten verzahnen, sind nur aus den Bohrungen bekannt. Dieser Mikrofazies-Typ ist relativ selten in den Bohrkernen anzutreffen.

3. "Riffbank"-Fazies, *Microsolena*-Biofazies (Fazieszone 11b) (Taf. 48, Fig. 2)
Es handelt sich um einen relativ seltenen Faziestyp, der ca. 5 % der bearbeiteten Bohrkerne ausmacht. Die Fazies ist mit einer Mächtigkeit von wenigen Dezimetern nicht als typischer Riffkern, sondern als eine Riffbank-Fazies zu betrachten. Es handelt sich um Floatstones ohne Intraklasten und Framestones mit massiven und plattigen microsoleniden Korallen, die mit *Lithophyllum* sp. und *Ethelia alba* umkrustet sein können.
4. Scleractinia/*Toucasia*-Biofazies (Fazieszone 11b) (Taf. 48, Fig. 5)
Stets in enger Verbindung mit der Riffbank-Fazies findet sich eine Scleractinia/*Toucasia*-Biofazies. Der Faziestyp ist mit ca. 20 % an der gesamten bearbeiteten Mikrofazies vertreten. Es handelt sich um Wackestones, Floatstones und Bafflestones. Krustierende Algen sind selten. Die beobachteten Organismen gleichen der Scleractinia/*Toucasia*-Biofazies der Landa-Plattform.
5. Grainstone/Packstone-Fazies (Fazieszone 9)
Dieser hochenergetische Faziesbereich ist sehr selten (ca. 3 %). Die Grainstones sind reich an Intraklasten und Rindenkörnern. Die Klasten sind gut sortiert und gerundet. An Organismen finden sich häufig kleine sandschalige Foraminiferen.
6. Lagunen-Becken (Fazieszone 7b)
Die inneren geschützten Plattform-Bereiche sind reich an Becken-Fazies, die relativ karbonatarm sind (50 - 70 % CaCO₃). Die Mikrofazies verteilt sich auf Mudstones, Wackestones und Packstones. Die Farbe der Karbonate ist in der Regel dunkelbraun bis dunkelgrau, ein Hinweis auf einen hohen Co₂- (3 - 5 %) und Pyrit-Gehalt, der durch EDAX-Analysen und REM-Analysen bestätigt wird.
Die Fazies ist in der Regel stark durchwühlt. Die Schwarzschiefer-ähnlichen Intervalle besitzen eine Mächtigkeit von ca. 1 - 20 cm und haben eine relativ große laterale Verbreitung. Ein Teil der Mudstones besitzt sehr kleine autigene Quarze mit Sulfat-Einschlüssen, so daß auch mit hypersalinen Bedingungen in den Lagunen-Becken gerechnet werden muß (Abb. 107). In den Beckenfazies finden sich auch kleine gradierte Packstone-Lagen mit Organismen aus den umliegenden Faziesbereichen. Vermutlich handelt es sich dabei um kleine Tenpesteite.
Die Biofazies der Lagunen-Becken ist sehr heterogen. Beobachtet werden folgende Biofazies:
1. Eine *Iraqia*-Biofazies mit sehr häufigen *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Sabaudia minuta* und anderen Ataxophragmiiden, wenigen *Iraqia simplex* und weiteren *Iraqia* div. sp., selten *Nautiloculina oolithica*, *Praeorbitolina* cf. *vienandsi* und *Orbitolinopsis* sp.. An Dasycladaceen werden *Salpingoporella mühlenbergii* und *Acicularia* sp. beobachtet (Taf. 49, Fig. 14).
2. Eine *Pseudocyclanina*-Biofazies mit relativ häufigen dünnchaligen ostrakoden, wenigen Milioliden, *Pseudocyclanina* sp., *Iraqia* sp., kleinen Sandschalern und *Choffatella decipiens* (Taf. 49, Fig. 8).
3. Eine Miliolida/Dasycladaceae-Biofazies mit sehr häufigen kleinen Milioliden, kleinen Sandschalern, *Salpingoporella* sp., *Cylindroporella* sp., *Heteroporella* sp. und *Acicularia* sp.. Weitgehend fehlen in dieser Fazies die Orbitoliniden (Taf. 49, Fig. 13).
4. Eine *Palorbitolina lenticularis*-Fazies mit fast ausschließlich *P. lenticularis* und wenigen kleinen agglutinierenden Foraminiferen. Diese Fazies hat nur eine geringe Verbreitung (Taf. 49, Fig. 6).
7. Rudisten-Biofazies (Fazieszone 6/7)
In die Lagunen-Becken schalten sich Büschel mit *Monopleura* sp. und Bänke mit *Toucasia* sp. mit der typischen Litho- und Biofazies ein. Die typische Rudisten-Fazies besitzt eine große Verbreitung und ist mit ca. 50 % an der Gesamtfazies beteiligt.
8. *Nerinea*-Biofazies (Fazieszone 7) (Taf. 49, Fig. 12)
Eng verbunden mit den *Monopleura*-Mounds ist eine *Nerinea*-Biofazies, die allerdings in den Bohrkerne nicht beobachtet wird, sondern nur in den Aufschlüssen der alten Mine La Troya. Neben sehr häufigen *Nerinea* sp. findet sich auch *Pernocalculus* sp. (vgl. Vorkommen der Landa-Plattform).
9. Silikoklastisches Intertidal (Fazieszone 2)
Die Basis der Bohrprofile wird von einer gut ausgewaschenen Strandfazies mit wenigen Einfachhoiden und Bioklasten sowie einer intertidalen Fazies mit überwiegend Mixed Flat-Bereichen gebildet; Sandflat und Mudflat sind selten (Abb. 98). Das Fehlen des silikoklastischen Bereichs innerhalb der Plattform kann auf die Separierung der Plattform ab den Unterapt zurückgeführt werden, so daß kein detritischer Quarz mehr angeliefert werden konnte. Es handelt sich bei dieser Fazies um eine echte Pionier-Fazies des obersten Barrene.

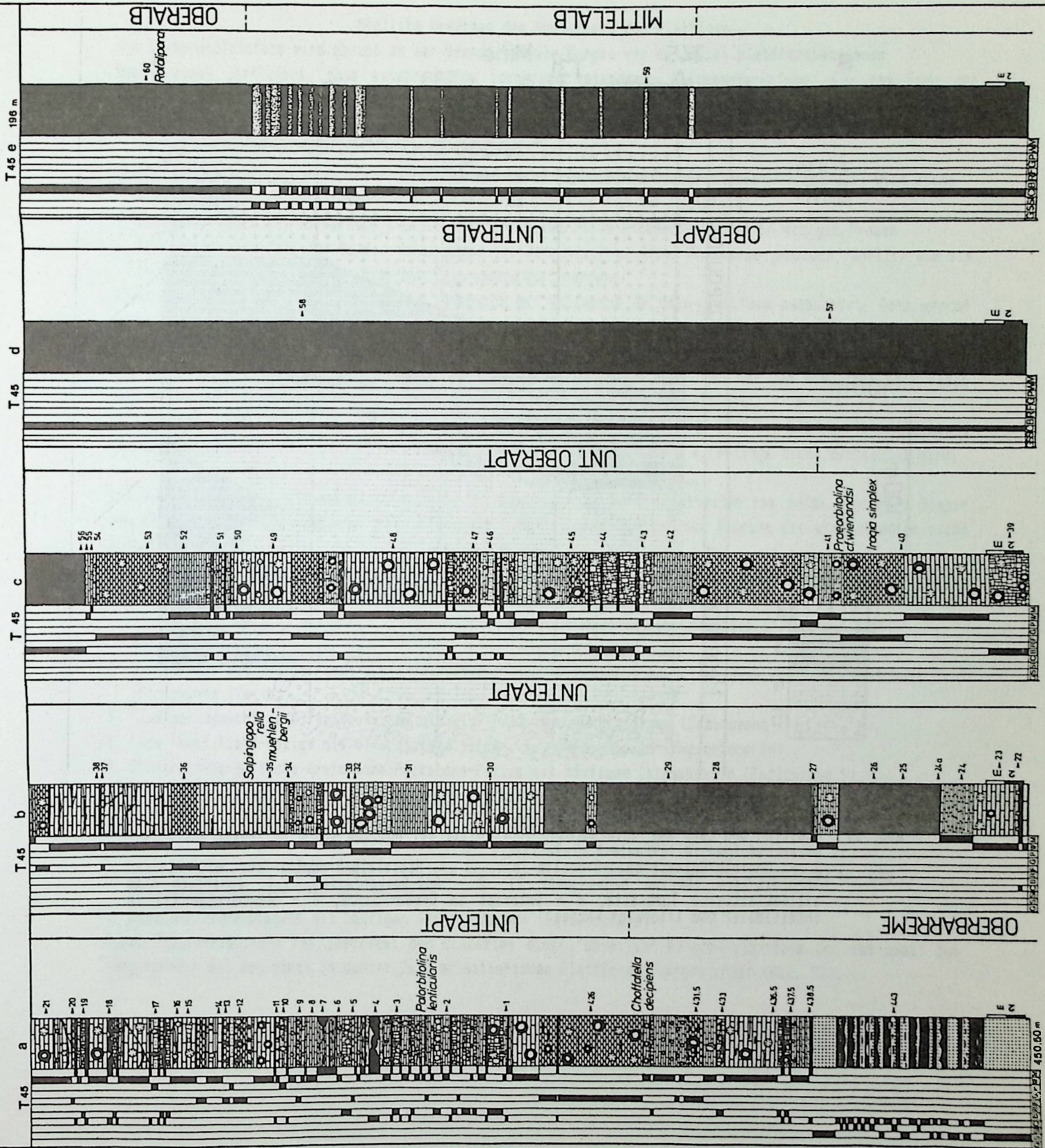


Abb. 98 Mikrofazies-Profil der Bohrung T 45 bei Mutioloa, das deutlich den sehr raschen Fazieswechsel an der Basis des Profils zeigt. Die hangenden Teile der Karbonat-Einheit sind weniger stark gegliedert. Die schwarzen bituminösen Tone und Tonsteine in Hangenden des Kalkes gehören zur "Parahoplites"-Beckenfazies. Die Megasequenz 2 beginnt mit dem Einsetzen der ersten Turbidite unter der Probe 59.

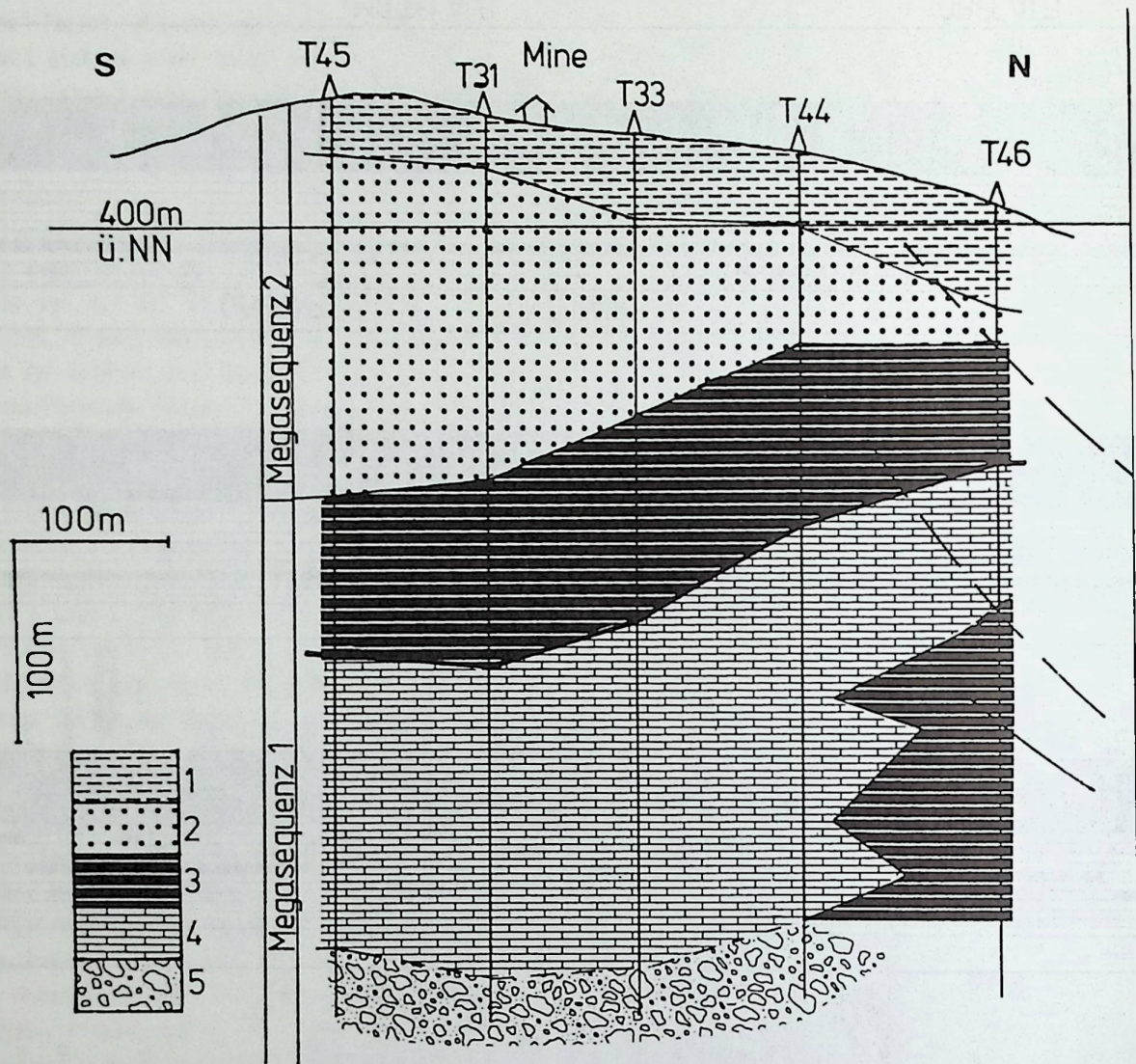


Abb. 99 Position und Lage der untersuchten Bohrprofile bei Mutiloa (Mine La Troya) und daraus erkennbare generelle Fazieskorrelation.
 1 - Oberalb/Untercenoman-Prodelta-Tone, 2 - Mittelalb-Prodelta-Tone mit kleinen Turbidit-Fans (Beginn Megasequenz 2), 3 - Apt-Beckenfazies, z.T. euxinisch ohne silikoklastische Turbidite, 4 - Unterapt in Urgon-Fazies, 5 - Oberbarreme (?) in intertidaler und litoraler Fazies

Mögliche Ursachen des Absterbens der Plattform

Die Karbonatplattform wird abrupt an der Grenze Bedoule/Gargas von der nicht plattformbezogenen Beckenfazies überlagert, ohne entsprechende vorherige retrograde Faziesentwicklung. Für das Ende der Plattform bieten sich folgende Interpretationsmöglichkeiten an:

1. Die Distensions-Tektonik, verursacht durch das Gargas-Ereignis, lässt den Diapir sehr schnell absinken, so daß ein Weiterwachsen der Plattform nicht mehr möglich ist.
2. Ein extrem hoher toxischer Einfluß vermutlich durch auslaufende Diapir-Wässer. Unterstützt wird diese Ansicht durch eine Anreicherung von sulfidischen Erzen am Top der Plattform.
3. Auftauch-Phasen mit Verkarstungs-Erscheinungen. Meteorische A-Zemente werden in einigen Proben beobachtet. Ein Teil der Sulfid-Vererzungen ist vermutlich an Karst-Phänomene gebunden, ähnlich wie sie in Reocin bei Santander zur gleichen Zeit beobachtet werden.

Ähnliche Auftauch-Phänomene werden auch innerhalb der Villasana de Mena-Plattform beobachtet. Dort werden in allen Fazieszonen meteorische Zemente beobachtet, die auf ein aperiodisches Auftauchen der gesamten Plattform möglicherweise durch rasche Aufstiegs-Ereignisse des Diapirs hinweisen können. Vermutlich gelten für die Mutiloa-Plattform die gleichen Bedingungen. Die Plattform wird noch vor dem Absterben sehr rasch von der Beckenfazies überlagert, ähnlich wie an der Villasana de Mena-Plattform.

Am wahrscheinlichsten für die Mutiloa-Plattform sind die Möglichkeiten 2. und 3.. Bei der 1. Möglichkeit sollte eine gewisse retrograde Fazies-Entwicklung zu erwarten sein, die allerdings nicht beobachtet wird.

Zusammenfassung

Die kleine isolierte Karbonatplattform von Mutiloa hat sich auf dem ältesten bis jetzt bekannten Diapir des Basko-Kantabrischen Beckens entwickelt. Ein unmittelbarer Einfluß des Diapirs ist syngedimentär nicht zu beobachten.

Die Plattform umfasst einen Zeitraum vom obersten Barrene bis an die Grenze Bedoule/Gargas.

Innerhalb der Karbonatplattform lassen sich acht Faziestypen unterscheiden:

1. Eine Beckenfazies im Übergang zur Karbonatplattform mit euxinischem Charakter ("Parahoplites"-Schichten) (Fazieszone 13, 14).
2. Ein Vorriff mit Debris Flows aus Korallenschutt und Grainstones mit Crinoiden- und Rudisten-Schutt (Fazieszone 12a, b).
3. Eine geringmächtige Riffbank-Fazies mit einer *Microsolena*-Biofazies (Fazieszone 10).
4. Eine "Reef Flat"-Fazies mit einer *Scleractinia/Toucasia*-Biofazies (Fazieszone 10)
5. Eine hochenergetische Grainstone/Packstone-Fazies mit häufigen Intraklasten (Fazieszone 9).
6. Eine niederenergetische, z.T. hypersaline Lagunen-Becken-Fazies mit verschiedenen Biofazien. Beobachtet wird eine *Iragia*-Biofazies, eine *Pseudocyclamina*-Biofazies, eine Milioliden/Dasycladaceen-Biofazies und eine *Palorbitolina*-Biofazies (Fazieszone 7a).
7. Eine innerhalb der Lagune weitverbreitete Rudisten-Biofazies, vorwiegend mit *Monopleura* sp. und requieniden Rudisten (Fazieszone 7/6).
8. Eine *Merinea*-Biofazies mit häufigen Gymnocodiaceen (Fazieszone 6).

Diese Diapir-Plattform hat insgesamt den Charakter einer "unreifen" Karbonatplattform und ist damit gut vergleichbar mit den sonst in dieser Zeit existierenden Plattformen vergleichbar (Abb. 92).

13.3. Riffkalk bei Ereño bei Guernica (Abb. 1)

Einer der besten Aufschlüsse im nordspanischen Urgon sind die Steinbrüche von Ereño nordöstlich von Guernica, in denen rote Rudistenkalke des Oberapt für Wandverkleidungen und Tischplatten abgebaut werden. Der großflächige Abbau ohne Sprengung erlaubt einen hervorragenden Einblick in die Struktur und Biofazies einer Rudisten-Lagune.

Das Vorkommen gehört paläogeographisch zum Guernica-Basement-Hoch und stellt eine Inselplattform dar, die nur wenig von terrigenen Klastika beeinflusst wurde (Abb. 118).

Faziesbeschreibungen

1. *Monopleura/Polyconites*-Biofazies (Fazieszone 6/17) (Abb. 100, 101; Taf. 50, Fig. 1, 2, 6)

Die innerste aufgefundenen Zone wird von einer *Monopleura*-Biofazies gebildet, die extrem restriktiv ist und sich sehr gut mit der *Monopleura*-Biofazies des Micicha-Mound vergleichen lässt (Abb. 19, 24a). Die beobachtete Fauna ist extrem niederdivers. Gefunden werden *Pseudotriloculina* sp., endolithische Pilze/Algen und wenige *Lithocodium aggregatum*. Bioturbation ist selten.

Hinweise auf intertidale Bedingungen fehlen, ein Phänomen, das auch von SCHUMANN (1981) beschrieben wird. Gerechnet werden muß allerdings mit einer erhöhten Salinität aufgrund der Häufigkeit von *Pseudotriloculina* sp. (vgl. Kap. 15.1.1.).

Die Anordnung der Monopleuriden in linsenartigen Bafflestones ist identisch mit den Beobachtungen vom Micicha-Mound. Die Büschel haben eine Höhe von 20 - 40 cm und einen Durchmesser von 40 - 50 cm.

Innerhalb der *Monopleura*-Fazies lässt sich folgende Entwicklung erkennen (Abb. 96):

a. Eine basale mikritische Floatstone-Lage mit unsortiertem Rudisten-Schutt, die vermutlich eine Ereignisschichtung darstellt.

b. Besiedelung der Lage mit solitär lebenden *Polyconites* sp., auf denen sich im weiteren Verlauf die Monopleuriden ansiedeln.

Wachstum der *Monopleura*-Büschel und erhebliche Mikrit-Sedimentation

Zerstörung der *Monopleura*-Büschel durch eine Floatstone-Lage. Der Zyklus beginnt von neuem.

2. *Polyconites*-Mounds (Fazieszone 7) (Abb. 100, 101; Taf. 50, Fig. 3, 4, 5)

Die typische *Monopleura*-Biofazies kann vertikal und lateral von *Polyconites*-Bafflestones abgelöst werden. Die Gattung *Polyconites* sp. kann solitär wachsen oder auch in Gruppen zusammenleben. So kann sich eine linsenförmige Bankfazies von mehreren Metern Ausdehnung und einer Dicke von bis zu 1 m bilden. Die assoziierten Mikrofaunen sind Wackestones, Packstones und Floatstones.

Die Organismen-Gemeinschaften sind höher divers als in der *Monopleura*-Biofazies, im Vergleich zu normalmarinen Plattform-Zonen aber immer noch geringer. Neben den großen caprotiniden Rudisten (*Polyconites* sp.) finden sich noch wenige monopleuride Rudisten und dickschalige Muscheln mit einer "foliated" Mikrostruktur (Austern?), die ebenfalls kleine Mounds bilden können (vgl. SCHUMANN 1981, Taf. 1, Fig. 3). Die Austern-artigen Muscheln unkrusten z.T. *Polyconites* sp.. An Makrofaunen werden weiter massive Korallenstöcke der Gattung *Dimorphastrea* sp. und Gastropoden beobachtet. An autotrophen Organismen werden *Lithocodium aggregatum*, *Cayeuxia* sp., wenige *Acicularia* sp. und häufig endolithische Pilze gefunden. Die Mikrofauna besteht aus wenigen Milioliden, *Mesorbitolina* sp., *Coskinolinella* sp., kleinen sandschaligen Foraminiferen und *Coscinophragma cribrosum*.

3. *Scleractinia/Toucasia*-Biofazies (Fazieszone 11b) (Abb. 101; Taf. 50, Fig. 7, 8, 9)

In die typische Rudisten-Fazies können sich hellrote bis gelbe Floatstone-Lagen mit parautochthonen Organismen einschalten, die keine *Polyconites* sp. oder *Monopleura* sp. mehr führen, sondern hauptsächlich dendroide Korallen (?*Cladophyllia* sp.), einige massive Korallen-Stöcke, Pharetroniden, Lithistiden, Stronatotoporen (*Dehornella* sp.) und requienide Rudisten, meistens *Toucasia* sp. Reste von regulären Echiniden sind häufig. An Algen finden sich *Lithocodium* sp., *Ethelia alba*, *Solenopora* sp., *Pycnoporidium* sp., *Cayeuxia* sp. und wenige Dasycladaceen. An Foraminiferen finden sich wenige Milioliden, *Mesorbitolina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Sabaudia* sp. und *Coscinophragma* sp..

Die hier beobachtete Biofazies ist mit Reef Flat-Fazies wie sie aus den Oberalb-Riffen beobachtet werden vergleichbar, vor allem in der Diversität der Algen.

Monopleura/Polyconites-Fazies Ereño



Abb. 100 Aufschluß-Zeichnung der *Monopleura/Polyconites*-Fazies aus den Steinbrüchen von Ereño. Deutlich erkennbar ist die Struktur der *Polyconites*-Bänke und der *Monopleura*-Bafflestones.

4. *Microsolena*-Biofazies (Fazieszone 11a) (Abb. 101; Taf. 50, Fig. 10)

Die rötlichen Kalke der Lagunen-Fazies und die gelblichen Kalke des Reef Flat verzahnen sich mit grauen ungebankten massiven Kalken, die keinen lagunären Charakter mehr besitzen. Beobachtet wird hier eine Biofazies, die dem "Milieux à Madréporais coloniaux et Orbitolinidés" nach PASCAL (1982a,b) entspricht. Mikrofaziellement handelt es sich überwiegend um Floatstones und wenige Franestones. Die häufigen *microsoleniden* Korallen, radiolitiden Rudisten, Stromatoporen, Austern, Lithistiden, Brachiopoden und Bryozoen werden von folgender Algen-Gemeinschaft unkrustet. Beobachtet wird eine Gemeinschaft aus *Pycnoporidium* sp., *Marinella* sp., *Koskinobulina* sp., *Ethelia alba*, *Lithophyllum* sp., Cyanophyceen-Krusten und der Foraminifere *Coscinophragma cribrosum*, eine Gemeinschaft, die sonst in keinem Fall beobachtet wird. An weiteren Organismen-Resten werden Schwamm-Spicula, *Mesorbitolina* gr. *texana*, *Boueina pygmaea*, *Dissocladella* sp. und selten *Peruocalculus* sp. beobachtet.

Zusammenfassung (Abb. 101)

Die als Vergleichsfall 3 ausgewählte Plattform des Oberapt des Guernica-Basement-Hochs bei Ereño zeigt folgende Environment-Zonen:

1. Eine lagunäre, hypersaline, flachsubtidale *Monopleura*/*Polyconites*-Biofazies mit extrem herabgesetzter Organismen-Diversität (Fazieszone 6/7).
2. Eine lagunäre, z.T. hypersaline *Polyconites*-Biofazies mit einer höheren Organismen-Diversität als die *Monopleura*/*Polyconites*-Biofazies (Fazieszone 7).
3. Eine Reef Flat-Zone mit häufigen dendroiden Scleractiniern und requieniden Rudisten. Das Milieu ist aufgrund der hohen Diversität der Algen vermutlich normalmarin (Fazieszone 10, 11b).
4. Eine Riffkern-Zone mit einer *Microsolena*-Biofazies. Die Zusammensetzung der Makroorganismen gleicht in vielen Zügen denen der Oberalb-Plattformen (Fazieszone 11a), Signifikante Unterschiede ergeben sich in der Art der krustierenden Algen. Es wird eine Gemeinschaft aus *Pycnoporidium* sp., *Marinella* sp., *Koskinobulina* sp., *Ethelia alba*, *Lithophyllum* sp. und Cyanophyceen-Krusten sowie der Foraminifere *Coscinophragma* sp. beobachtet, die in dieser Zusammensetzung sonst nirgends beobachtet wird.

Ereño - Plattform Oberapt-Unteralb

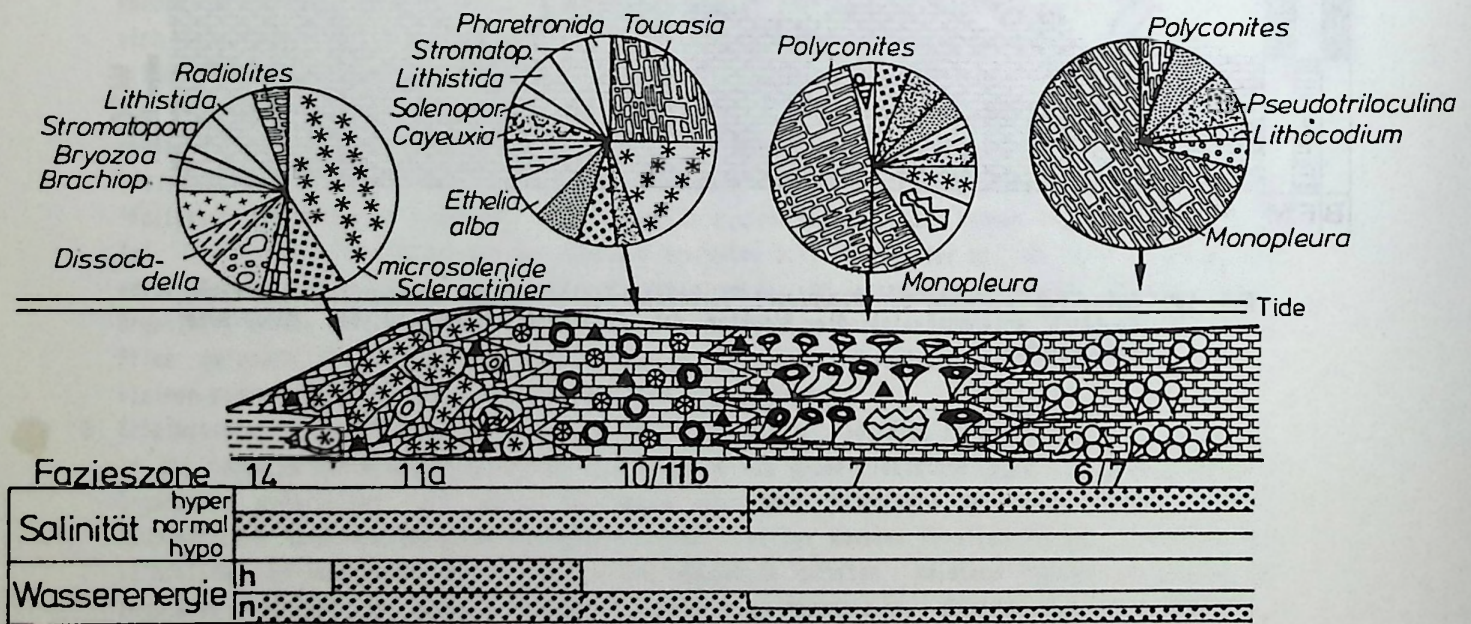


Abb. 101 Vereinfachtes Faziesmodell der Ereño-Plattform, die zum Typ der Inselplattformen des Oberapt/Unteralb gehört. Das Faziesmodell beruht auf der biofaziellem und mikrofaziellem Analyse der Kalke sowie der Kartierung.

14. Geochemie

14.1. Geochemische Faziesanalysen

Zur weiteren Charakterisierung der verschiedenen Environment-Zonen wurden an 120 Proben mit dem AAS (Atom-Absorptions-Spektralanalyse) sechs Spurenelemente der gelösten Karbonatphase (Sr, Mn, Fe, Mg, Na, K) nach der Methode von VEIZER (1974) analysiert. Die Analysen wurden im Geochemischen Zentrallabor (Mineralogisches Institut, Tübingen) durchgeführt.

14.1.1. Kalium

Bei diesem Element wird eine Abhängigkeit der gemessenen Werte vom unlöslichen Rückstand beobachtet, so daß der Aussagewert dieses Elements in diesem Fall nicht von Bedeutung ist.

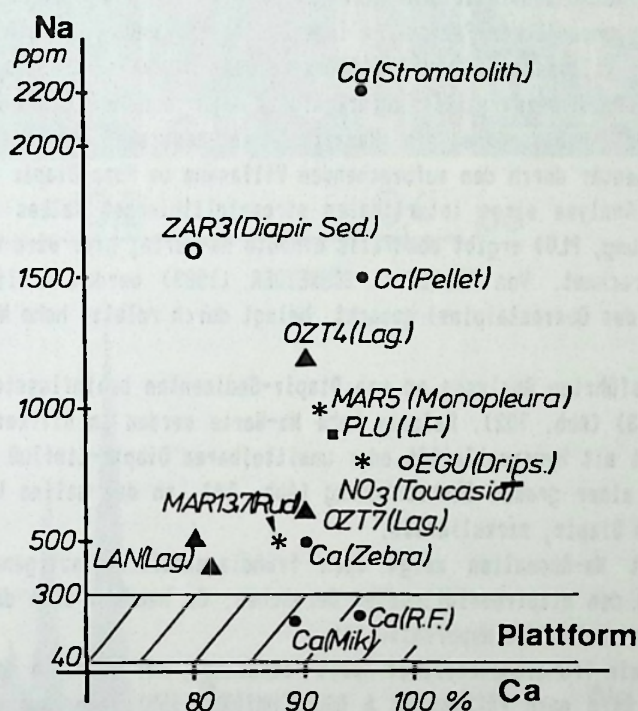


Abb. 102 Extreme gemessene Na-Werte des Apt mit einer Vergleichsmessung aus der obertriassischen lagunären bis intertidalen Loferit-Fazies des Dachstein-Kalkes vom Paß Lueg (österreich), Probe PLU. Problematisch sind die Na-Werte bei Kalken mit hohen tonigen Rückständen (Proben LAN, OZT 7). Generell sind hohe Na-Werte bei Karbonaten unter 90 % nicht signifikant oder nur bedingt als Salinitäts-indikator verwertbar. Das gestreifte Feld stellt die durchschnittlich ermittelten Na-Werte innerhalb der normalmarinen Karbonatplattform dar. Ca = Caniego, MAR = Marieta, Mittelalb, NO = Nograro, EGU = Albéniz/Eguino, LAN = Landa-Lagunenalk, Mittelalb, OZT = Otzaurte, Lag = Lagunenfazies, R.F. = Reef Flat, Mik. = Mikrit/Mudstone-Fazies, LF = Laminares Fenstergefüge, Drips. = Dripstone-Zemente, Zebra = Loferit-Fazies

Der interpretative Charakter des Na ist nicht unumstritten, da sehr leicht Kontaminationen, vor allem durch Tonminerale möglich sind. Die analysierten Na-Werte zeigen aber nur in wenigen Fällen eine Abhängigkeit vom unlöslichen Rückstand, eine Beobachtung, die auch PASCAL (1979) an Proben von Urgon-Karbonaten festgestellt hat. Weitere Untersuchungen von PASCAL (1975) an Tonmineralien aus dem gleichen Gebiet ergeben nur geringe Mengen an Na-haltigen Smectit. Na kann in verhältnismäßig großen Konzentrationen mit Werten weit über 1000 ppm in Karbonatminerale eingebaut werden (SWART 1981, LAND & HOOPS 1973). Na ist das häufigste Kation im Meerwasser und naturgemäß ein guter Salinitäts-Indikator. Der Na-Gehalt der Karbonatminerale wird allerdings bei der meteorischen Diagenese in gleicher Weise abgereichert wie Sr und Mg (LAND & HOOPS 1973). Relativ hohe Werte an Na, die bei hohen Ca-Gehalten gemessen werden, können entweder auf eine primär vorhandene Hypersalinität, auf ausfließende extrem Na-reiche Diapir-Wässer oder auf Na-reiche Poren-Wässer während der Diagenese zurückgeführt werden.

Die gemessenen Durchschnittswerte der Plattform-Karbonate liegen zwischen 40 - 300 ppm. Die beobachteten Anomalien können mit den oben genannten Interpretationsmöglichkeiten erklärt werden.

Beobachtet wird eine erhöhte Na-Konzentration in Mikrofazies mit häufigen Milioliden, monopleuriden und requieniden Rudisten und in Lagunen-Becken-Fazies der inneren Plattform-Bereiche (Abb. 102).

Die intertidalen Karbonate der Villasana de Mena-Plattform zeigen ebenfalls Na-Anomalien. Diese werden entweder auf eine ursprüngliche Hypersalinität zurückgeführt oder auf den Einfluß von salinen Diapir-Wässern, da diese Plattform insbesondere die Bereiche der zentralen Karbonat-Lagune, nachweisbar frühdiaogenetisch und synsedimentär durch den aufbrechenden Villasana de Mena-Diapir beeinflusst wurde. Die als Vergleich durchgeführte Analyse eines intertidalen stromatolithischen Kalkes aus der Obertrias der Dachstein-Lofer-Fazies (Paß Lueg, PLU) ergibt ebenfalls erhöhte Na-Werte; hier wird ebenfalls mit hypersalinen Bedingungen gerechnet. Von WOLTER & SCHNEIDER (1983) werden ähnliche Beobachtungen im Wettersteinkalk (Mitteltrias des Oberostalpins) gemacht, belegt durch relativ hohe Na- und Cl-Werte in der Karbonatphase.

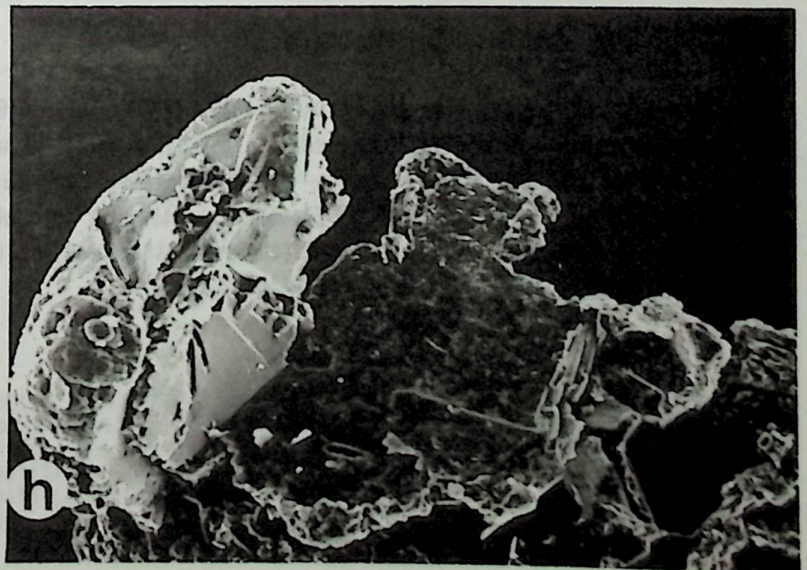
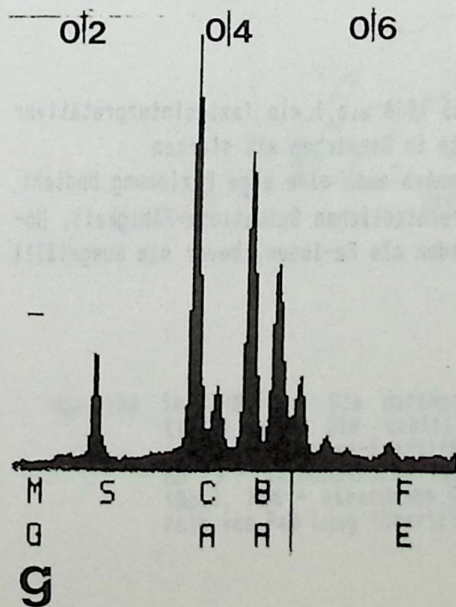
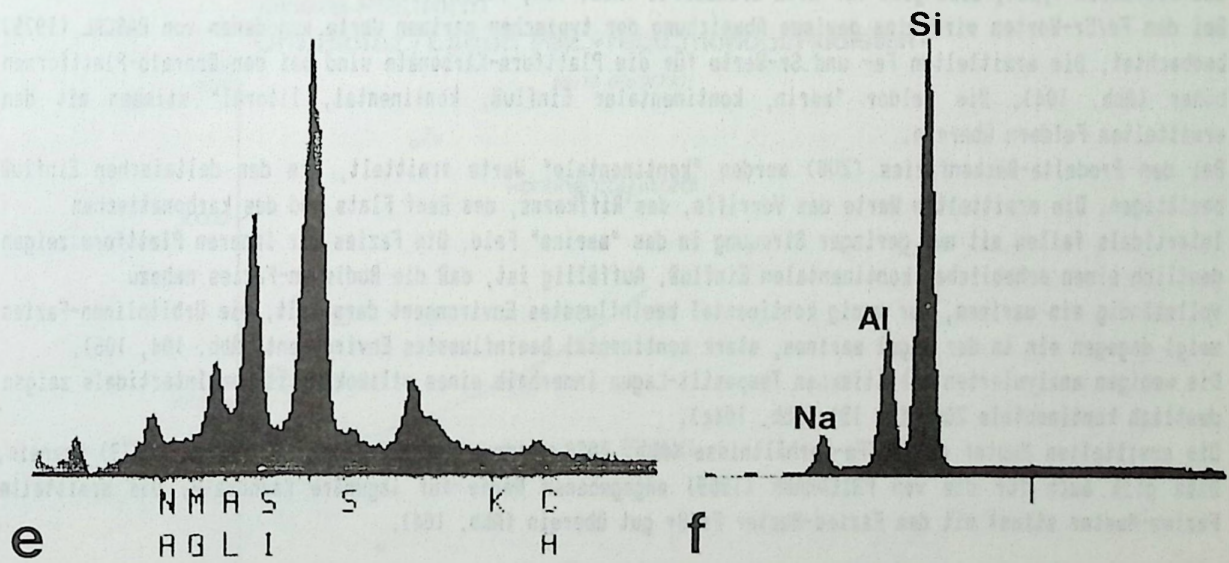
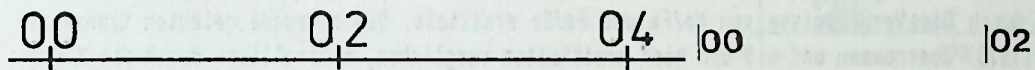
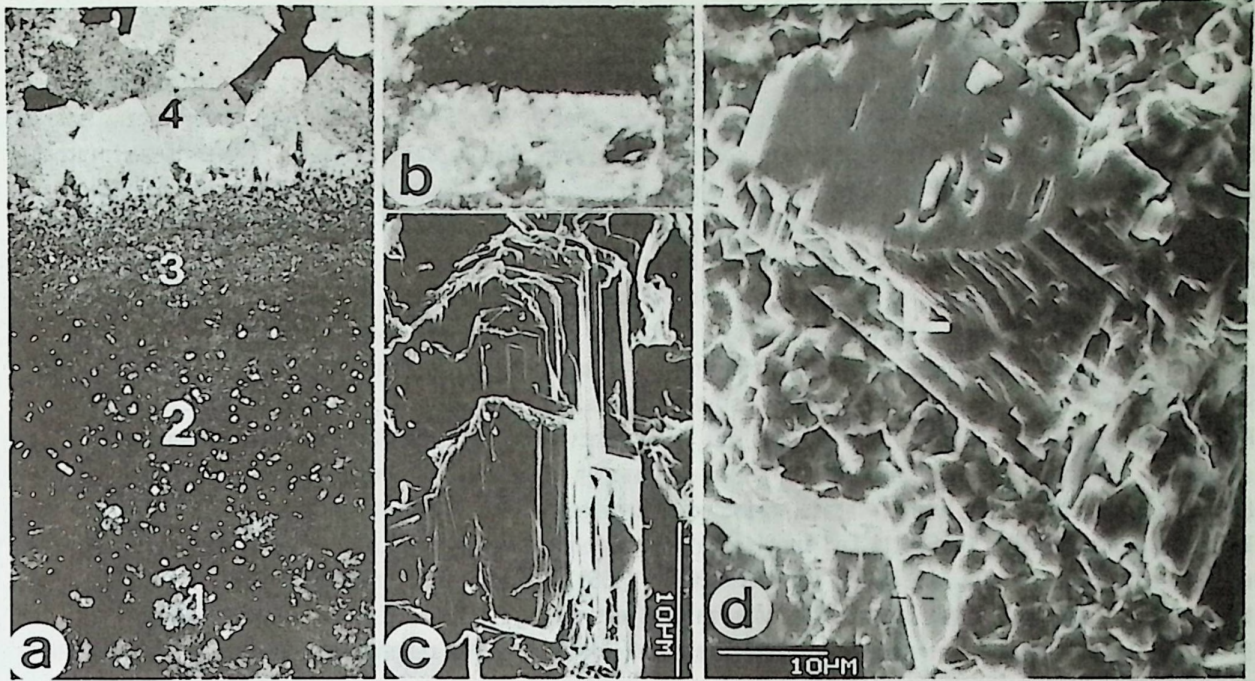
Die an Murguiá-Diapir durchgeführten Analysen an von Diapir-Sedimenten beeinflussten Mikrofazies ergaben ebenfalls Na-Anomalien (ZAR 3) (Abb. 102). Relativ hohe Na-Werte werden im Riffkern der Landa-Plattform des Apt beobachtet, die nicht mit Hypersalinität oder unmittelbarem Diapir-Einfluß erklärt werden können. Der Kalk liegt in der Nähe einer großen Überschiebung (Abb. 14), an der saline Wässer, vermutlich von einem in der Tiefe steckenden Diapir, zirkulierten.

Ein Teil der Sedimente mit Na-Anomalien zeigt auch frühdiaogenetische autigene Quarze mit Sulfat-Einschlüssen insbesondere in den diapirbeeinflussten Bereichen. Es handelt sich dabei um einen weiteren Hinweis für eine ursprünglich vorhandene Hypersalinität.

In einigen Fällen wird auch ein frühdiaogenetischer Albit beobachtet, vor allem in der *Monopleura*-Biofazies von Ereño. Autigener Albit wird nach FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1959) bevorzugt im hypersalinen Milieu gebildet (Abb. 103).

Natrium kann also in den vorliegenden Fällen in Verbindung mit den Fazies-Kriterien entweder als Diagenese-grad-Indikator oder als Salinitäts-Anzeiger herangezogen werden. Die beste Korrelation ergibt sich bei Sedimenten, die auf einen Diapir-Aufbruch zurückzuführen sind.

-
- Abb. 103 Albite aus einem Sediment innerhalb einer *Monopleura*-Schale bei Ereño
 a. Internsediment 1 - Dolomite, 2 - Albite, 3 - "vadose Silte", 4 - Fe-reicher drusiger Kalzit-Zement
 b. Albit, Lichtmikroskop, xN, 70 x
 c. Albit, REM-Nr. 04028, 15 KV
 d. Albit, REM-Nr. 03806, 15 KV
 e. EDAX-Analyse von Albit (Abb. 103c), 100 sec., 1260 counts/sec., Au-Bedampfung
 f. EDAX-Analyse von Albit (Abb. 103d), 100 sec., 726 counts/sec., C-Bedampfung
 g. EDAX-Analyse eines Fe-Kalzit-Zements der *Monopleura*-Biofazies mit BaSO₄-Einschlüssen, 100 sec., 943 counts/sec., 20 KV
 h. REM-Nr. 04011, 30 KV
 Die Analysen ergeben sehr reine Albite. Diese werden nur im Internsediment von fixen Schalen von Monopleuriden beobachtet. Des weiteren werden feinkörnige Dolomite, autigene Quarze mit Sulfat-Einschlüssen und BaSO₄ beobachtet. Dies sind Hinweise auf hypersaline Bedingungen, die auch aufgrund der Mikro- und Biofazies-Analyse gefordert werden müssen.



14.1.3. Eisen (Abb. 24b, 46a, 74a, 82, 104, 105)

Die Verteilung der Fe-Gehalte innerhalb der untersuchten Karbonat-Plattformen ist streng abhängig vom kontinentalen Einfluß. Beobachtet wird ein erheblicher Anstieg der Fe-Gehalte in den küstennahen, stark terrigen beeinflussten Fazieszonen und in den Becken-Bereichen. Die Becken besitzen z.T. einen euxinischen und prodeltaischen Charakter. In den küstennahen Bereichen ist das Fe vorwiegend an feinverteilten Siderit gebunden, in den Becken entweder an einen mikritischen Siderit, vor allem in den Prodeltabereichen, oder an Sulfide (Pyrit, Markasit) in den euxinischen Bereichen.

Die reine Karbonatfazies der Plattformen ist in der Regel arm an Fe mit Werten bis zu höchstens 1000 ppm. Der ermittelte Durchschnitt liegt zwischen 1000 - 5000 ppm. Ein Teil des Fe hat hier sicherlich diagenetischen Charakter und ist an spätdiagenetische meteorische drusige Fe-Kalzit gebunden (EDAX-Analyse). Die hier gemachten Beobachtungen stimmen gut mit den Ergebnissen von PASCAL (1979) für Urgon-Plattformen überein. FRIEDMANN (1969), POMEROL (1975) und JAFFREZO & RENAND (1979) zeigen ebenfalls eine erhebliche Zunahme des Fe-Gehalts von einer typischen Fe-armen Karbonatplattform zu kontinentalen Sedimenten. Insbesondere von Interesse sind die Ergebnisse von JAFFREZO & RENAND (1979), die eine Wechselwirkung zwischen Fe-Gehalt und kontinentalen bzw. offenermarinen Environments bei Dasycladaceen nachweisen konnten. Die Analysen von FRIEDMANN (1969) ergeben für rezente lagunäre, kontinental beeinflusste Sedimente einen bis zu 10 x höheren Wert als für typische Plattformkarbonate (Abb. 105).

Die Fe-Gehalte innerhalb der verschiedenen Fazieszonen zeigen trotz diagenetischer Überprägungen (Erhöhung der Fe-Werte) Fazies-charakteristische Muster.

Die Muster wurden durch die Verhältnisse von Mn/Fe und Fe/Sr ermittelt. Die zugrunde gelegten Grenzwerte wurden von PASCAL (1979) übernommen und mit den hier ermittelten verglichen, kontrolliert durch die Mikro- und Biofazies-Typen; dies gilt für alle Grenzwerte (Abb. 104, 105).

Bei den Fe/Sr-Werten wird eine gewisse Abweichung der typischen marinen Werte von denen von PASCAL (1979) beobachtet. Die ermittelten Fe- und Sr-Werte für die Plattform-Karbonate sind bei den Oberalb-Plattformen höher (Abb. 104). Die Felder "marin, kontinentaler Einfluß, kontinental, litoral" stimmen mit den ermittelten Feldern überein.

Bei den Prodeltabeckenfazies (ZUB) werden "kontinentale" Werte ermittelt, die den deltaisichen Einfluß bestätigen. Die ermittelten Werte des Vorriffs, des Riffkerns, des Reef Flats und des karbonatischen Intertidals fallen mit nur geringer Streuung in das "marine" Feld. Die Fazies der inneren Plattform zeigen deutlich einen erheblichen kontinentalen Einfluß. Auffällig ist, daß die Rudisten-Fazies nahezu vollständig ein marines, nur wenig kontinental beeinflusstes Environment darstellt. Die Orbitolinen-Fazies zeigt dagegen ein in der Regel marines, stark kontinental beeinflusstes Environment (Abb. 104, 105).

Die wenigen analysierten mikritischen Tempestit-Lagen innerhalb eines silikoklastischen Intertidals zeigen deutlich kontinentale Züge (Mu 19) (Abb. 104c).

Die ermittelten Muster der Mn/Fe-Verhältnisse (Abb. 105) stimmen gut mit denen von PASCAL (1979) überein. Dies gilt auch für die von FRIEDMANN (1969) angegebenen Werte für lagunäre Karbonate. Das ermittelte Fazies-Muster stimmt mit den Fazies-Muster Fe/Sr gut überein (Abb. 104).

14.1.4. Mangan (Abb. 24b, 46a, 74a, 82, 105)

Dem Mn wird von vielen Autoren (FRIEDMANN 1969, PASCAL 1979, DEGENS 1968 u.a.) ein faziesinterpretativer Wert zugeschrieben. Auffällig ist wiederum die Zunahme der Mn-Gehalte in Bereichen mit starken kontinentalen Einfluß, ähnlich dem Fe, da zwischen den beiden Elementen auch eine enge Beziehung besteht. Der Unterschied zwischen den beiden Elementen besteht in der unterschiedlichen Oxidations-Fähigkeit. Mn-Ionen können erheblich weiter in die Ozean-Becken transportiert werden als Fe-Ionen, bevor sie ausgefällt werden (Mn-Knollen) (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977).

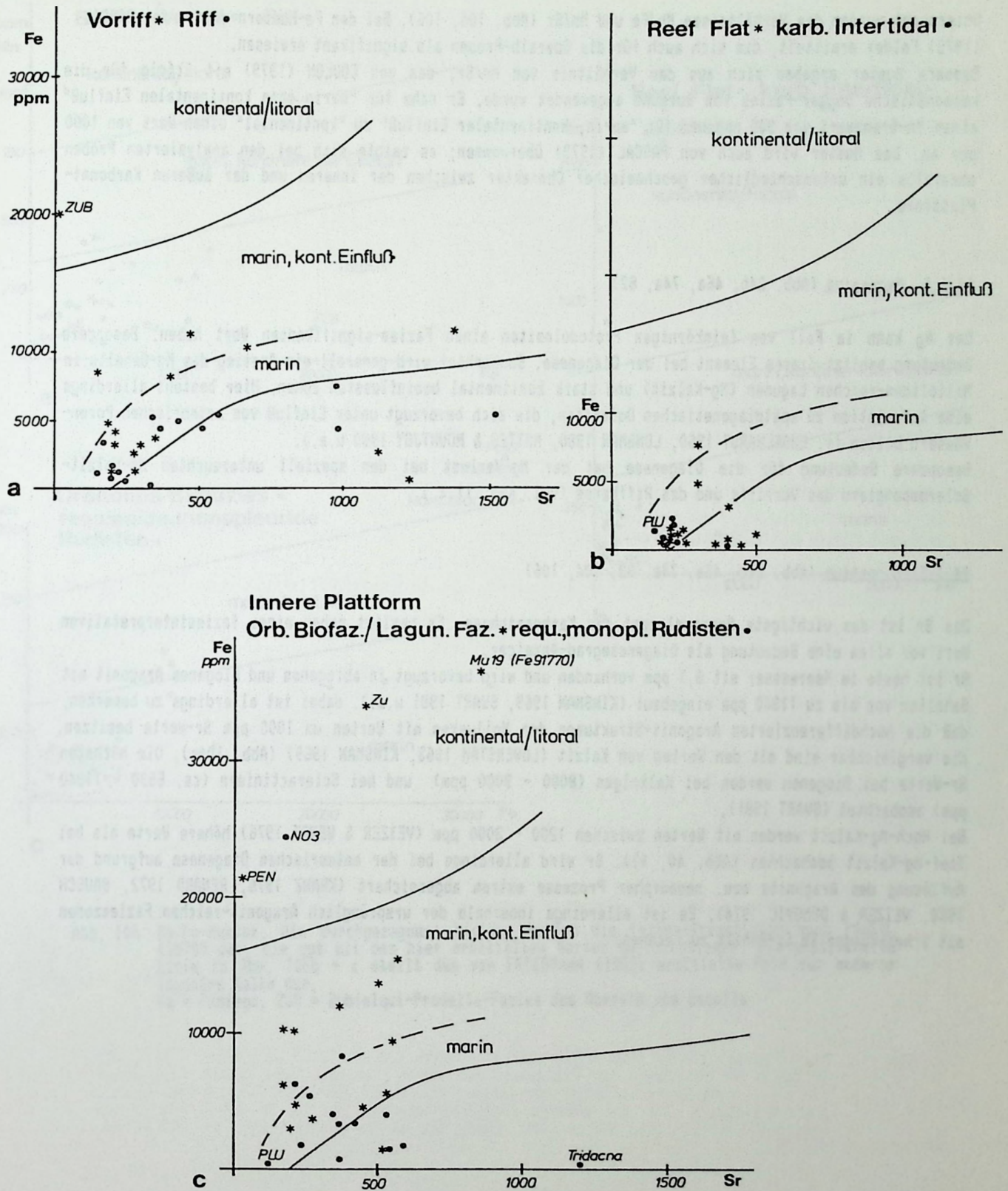


Abb. 104 Fe/Sr-Muster. Die durchgezogenen Linien stellen die Fazies-Grenzlinien nach PASCAL (1979) dar. Die gestrichelten Linien stellen die für die Oberalb-Plattformen ermittelte Fazies-Grenzlinie dar, die auf der Mikro- und Biofazies-Analyse basiert. Mu 19 - karbonatische Tempestitute von Manurga, NO 3 - *Toucasia*-Biofazies von Nograro (Apt), PEN - strandnahe Orbitolinen-Biofazies von Penacerrada, PLU - Stromatolithen-Kalk vom Paß Lueg (Obertrias)

Untersucht wurden die Verhältnisse Mn/Fe und Mn/Sr (Abb. 105, 106). Bei den Fe-Mustern werden von PASCAL (1979) Felder ermittelt, die sich auch für die Oberalb-Proben als signifikant erwiesen. Bessere Muster ergeben sich aus dem Verhältnis von Mn/Sr, das von COULON (1979) mit Erfolg für die karbonatische Dogger-Fazies von Burgund angewendet wurde. Er nahm für "marin ohne kontinentalen Einfluß" einen Mn-Grenzwert von 300 ppm und für "marin, kontinentaler Einfluß" zu "kontinental" einen Wert von 1000 ppm an. Das Muster wird auch von PASCAL (1979) übernommen; es zeigte sich bei den analysierten Proben ebenfalls ein unterschiedlicher geochemischer Charakter zwischen der inneren und der äußeren Karbonat-Plattform.

14.1.5. Magnesium (Abb. 24b, 46a, 74a, 82)

Das Mg kann im Fall von feinkörnigen Protodolomiten einen Fazies-signifikanten Wert haben. Besondere Bedeutung besitzt dieses Element bei der Diagenese. Beobachtet wird generell ein Anstieg des Mg-Gehalts in Milioliden-reichen Lagunen (Mg-Kalzit) und stark kontinental beeinflussten Zonen. Hier besteht allerdings eine Korrelation zu spätdiagenetischen Dolomiten, die sich bevorzugt unter Einfluß von meteorischen Poren-Wässern bilden (v. ENGELHARDT 1960, LONGMAN 1980, MATTES & MOUNTJOY 1980 u.a.). Besondere Bedeutung für die Diagenese hat der Mg-Verlust bei den speziell untersuchten Mg-Kalzit-Sclerospongiern des Vorriffs und des Riffkerns (vgl. Kap. 11.4.).

14.1.6. Strontium (Abb. 24b, 46a, 74a, 82, 104, 106)

Das Sr ist das wichtigste Spurenelement der Karbonatphase. Es besitzt neben einen faziesinterpretativen Wert vor allem eine Bedeutung als Diagenese-grad-Anzeiger.

Sr ist heute im Meerwasser mit 8,1 ppm vorhanden und wird bevorzugt in abiogenem und biogenem Aragonit mit Gehalten von bis zu 11340 ppm eingebaut (KINSMAN 1969, SWART 1981 u.a.), dabei ist allerdings zu bemerken, daß die hochdifferenzierten Aragonit-Strukturen der Mollusken mit Werten um 1000 ppm Sr-Werte besitzen, die vergleichbar sind mit den Werten von Kalzit (LOWENSTAM 1963, KINSMAN 1969) (Abb. 104c). Die höchsten Sr-Werte bei Biogenen werden bei Kalkalgen (8000 - 9000 ppm) und bei Scleractiniern (ca. 5590 - 11340 ppm) beobachtet (SWART 1981).

Bei Hoch-Mg-Kalzit werden mit Werten zwischen 1200 - 3000 ppm (VEIZER & WENDT 1976) höhere Werte als bei Tief-Mg-Kalzit beobachtet (Abb. 40, 43). Sr wird allerdings bei der meteorischen Diagenese aufgrund der Auflösung des Aragonits bzw. neomorpher Prozesse extrem abgereichert (KRANZ 1976, RENARD 1972, BAUSCH 1968, VEIZER & DEMOVIC 1974). Es ist allerdings innerhalb der ursprünglich Aragonit-reichen Fazieszonen mit Schwankungen im Sr-Gehalt zu rechnen.

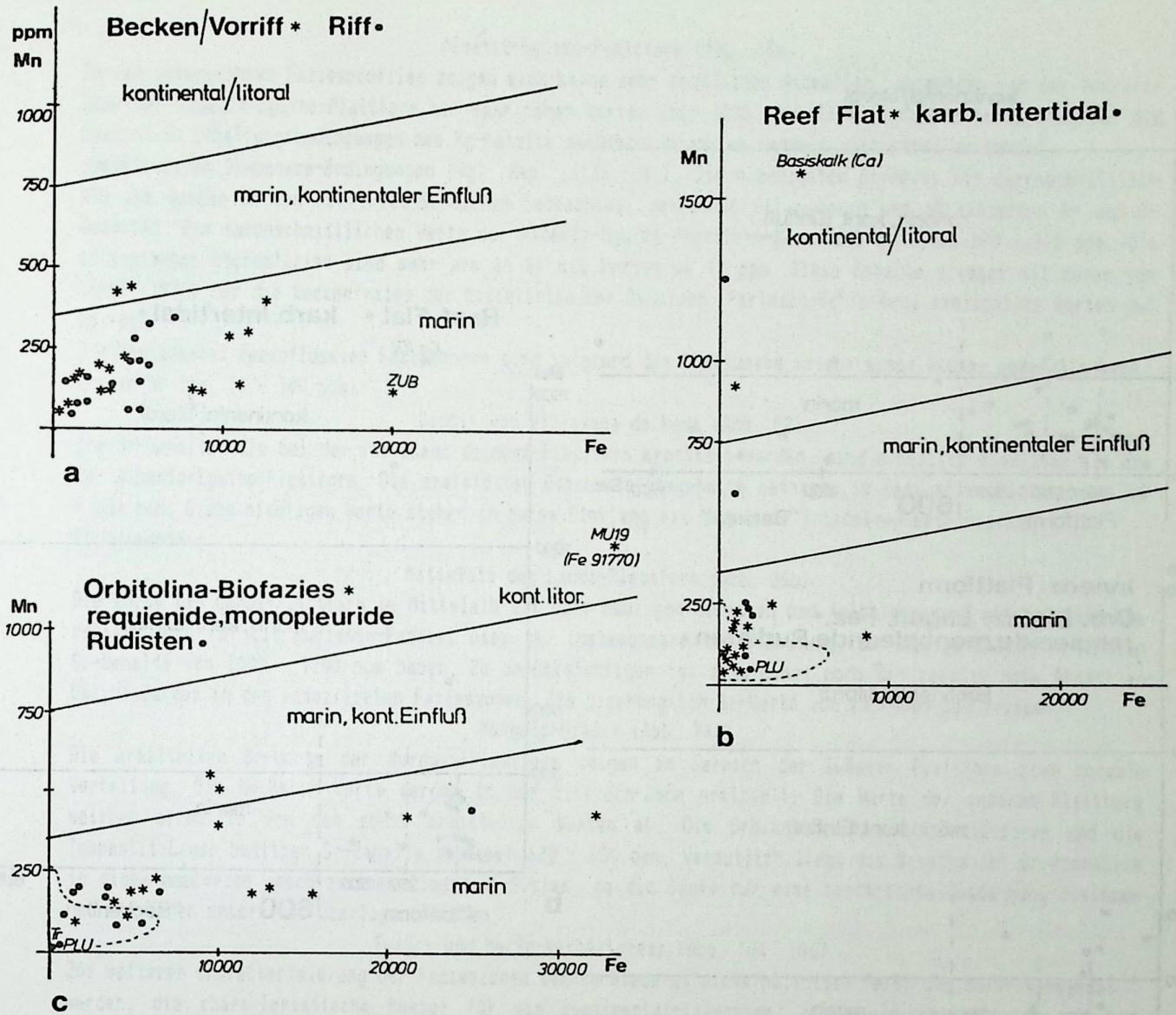


Abb. 105 Mn/Fe-Muster. Die durchgezogenen Linien stellen die Fazies-Grenzlinien nach PASCAL (1979) dar, die gut mit den hier ermittelten Werten übereinstimmen. Die gestrichelte Linie in Abb. 105b + c stellt das von FRIEDMANN (1969) ermittelte Feld für moderne lagunäre Kalke dar. Ca = Caniego, ZUB = Zubielqui-Prodelta-Fazies des Oberalb von Estella

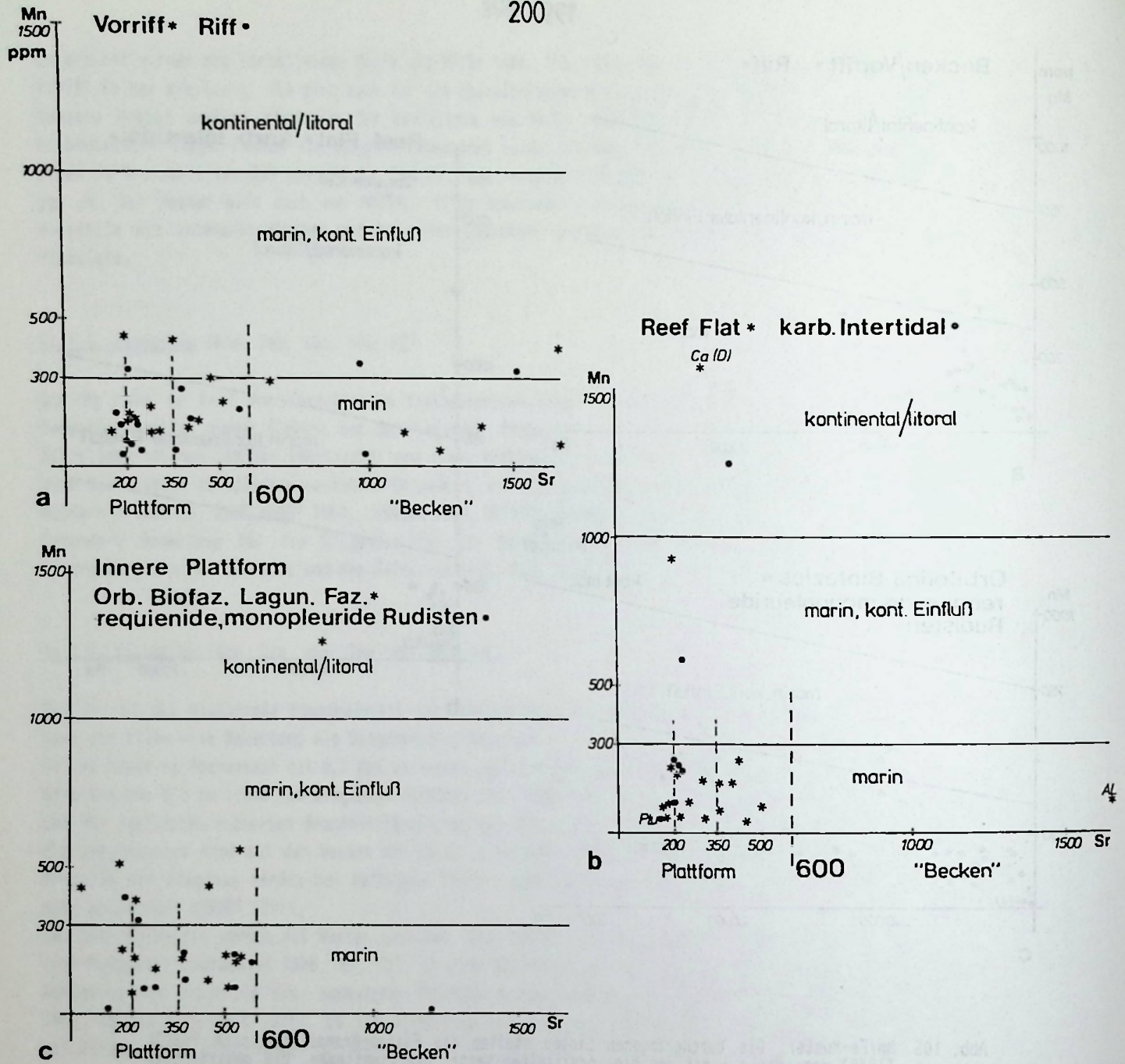


Abb. 106 Mn/Sr-Muster. Die Mn 1000 & 300 ppm-Linien nach COULON (1979) und PASCAL (1979). Die Sr 350 & 200 ppm-Linien für die innere und äußere Plattform, bzw. Becken nach COULON (1979). Für die Oberalb-Plattformen ist nur die Sr 200 ppm-Linie für die Lagunenkalke charakteristisch. Für die äußeren Plattform-Bereiche ist die Sr 600 ppm-Linie die Grenze zum Vorriff bzw. Becken (Abb. 106a). Die Grenze ist deutlich erkennbar in Abb. 106, b + c.

Albéniz-Eguino-Plattform (Abb. 46a)

In den untersuchten Faziesprofilen zeigen sich keine sehr deutlichen Anomalien, abgesehen von der Vorriff-Zone der Albeniz-Eguino-Plattform mit sehr hohen Werten über 1000 ppm. Diese anomalen Werte sind auf die speziellen Erhaltungsbedingungen des Mg-Kalzits zurückzuführen; es handelt sich dabei um nahezu geschlossenen Diagenese-Bedingungen (vgl. Kap. 11,44.1,4.). Die niedrigsten Sr-Werte mit durchschnittlich 200 ppm werden in den Reef Flat-Bereichen beobachtet, verbunden mit vadosen und phreatischen A- und B-Zementen. Die durchschnittlichen Werte der Albéniz-Eguino-Plattform-Karbonate betragen 300 - 500 ppm. Die analysierten Beckenfazies sind sehr arm an Sr mit Werten um 10 ppm. Diese Gehalte stimmen mit denen von KRANZ (1976) für die Beckenfazies der Mitteltrias der Ostalpen (Partnach-Schichten) ermittelten Werten gut überein.

Die kontinental beeinflussten Fazieszonen sind aufgrund des Einflusses meteorischer Wasser ebenfalls sehr arm an Sr (ca. 10 - 100 ppm).

Diapir von Villasana de Mena (Abb. 82)

Die Sr-Gehalte, die bei der Villasana de Mena-Plattform ermittelt wurden, sind erheblich niedriger als die der Albeniz-Eguino-Plattform. Die ermittelten Durchschnittsgehalte betragen in fast allen Fazieszonen 200 - 250 ppm. Diese niedrigen Werte stehen in gutem Einklang mit der sehr intensiven meteorischen Frühdiagenese.

Mittelalb der Landa-Plattform (Abb. 26b)

Die Werte der Landa-Plattform im Mittelalb mit sehr häufigen Rudisten und Kalkalgen sind mit ca. 5500 ppm relativ hoch für die Rudisten-Fazies. Dies ist insbesondere von Bedeutung, da heutige Mollusken-Schalen Sr-Gehalte von 1000 - 1200 ppm haben. Zu berücksichtigen ist allerdings noch der relativ hohe Anteil an Dasycladaceen in den assoziierten Fazieszonen, die ursprünglich Sr-Werte von ca. 8000 ppm besaßen.

Murguía-Diapir (Abb. 74a)

Die ermittelten Sr-Werte der Murguía-Plattform zeigen im Bereich der äußeren Plattform eine normale Verteilung. Die höchsten Werte werden in der Riffkern-Zone ermittelt. Die Werte der inneren Plattform weichen erheblich von den sonst ermittelten Werten ab. Die Orbitolinen-reichen Fazieszonen und die Tempestit-Lagen besitzen Sr-Gehalte zwischen 530 - 830 ppm. Vermutlich liegt die Ursache der Sr-Anomalien in einem zeitweise geschlossenen Diagenese-System, da die Bänke nur eine beschränkte Ausdehnung besitzen und von Tonen unter- und überlagert werden.

Fe/Sr- und Mn/Sr-Verhältnisse (Abb. 104, 106)

Zur weiteren Charakterisierung der Fazieszonen können wiederum die Verhältnisse Fe/Sr und Mn/Sr verwendet werden, die charakteristische Muster für ein kontinental-litorales, ein marin-kontinentales und ein marines Environment bilden (PASCAL 1979, COULDON 1979) (s.o.).

Gut ersichtlich sind aus diesen Mustern vor allem die unterschiedlichen Diagenese-Bedingungen für das Sr in den einzelnen Fazieszonen. In Verbindung mit den Elementen Fe und Mn ergeben sich faziestypische Muster, die gut mit denen von PASCAL (1979) ermittelten Daten für die nordspanischen Urgon-Riffe übereinstimmen (s.o.).

14.2. Zum Problem der autigenen Quarze (Abb. 107)

Der Nachweise eines direkten Einflusses von salinaren Wässern aus den Diapiren im Sediment ist in der Regel nur möglich, wenn weitere Faktoren wie das Vorhandensein von Keuper-Sedimenten das Resedimentations-Ereignis ebenfalls bestätigen. Meistens ist dies allerdings nicht der Fall, da die resedimentierten Diapir-Gesteine sehr rasch restlos aufgearbeitet werden. Geochemische Anomalien können ein weiterer Hinweis sein. Allerdings ist die Interpretation der Werte meistens nicht ganz unproblematisch, insbesondere beim Element Na, bei dem eine enge Beziehung zwischen dem Gehalt an unlöslichen Rückstand und der Lösung in der Karbonat-Phase bestehen.

Hinweise auf das ursprüngliche Milieu können sich in den Einschlüssen bestimmter autigener Quarze finden, die sich z.T. in großer Zahl in den Sedimenten im Einflußbereich der Diapire finden können, dabei muß allerdings berücksichtigt werden, daß es verschiedene Bildungsmöglichkeiten und Bildungszeiten der Quarze gibt. Bei den untersuchten Quarzen in der Umgebung lassen sich sechs verschiedene Typen unterscheiden. Die Quarze wurden optisch, mit dem REM und der EDAX-Analyse untersucht.

1. Ein Teil der idiomorphen Quarze ist zerbrochen und besitzt eine rötliche Farbe, die auf Ton-Einschlüsse (REM-, EDAX-Analyse) zurückzuführen ist. Die Quarze können Größen von mehreren Millimetern erreichen. Der gleiche Typ wird autochthon in den Keuper-Tonen beobachtet, so daß es sich bei diesen Quarzen um Reste resedimentierter Keuper-Sedimente handelt. Dieser Typ ist ein guter Indikator für aufgearbeitete Diapir-Sedimente.
2. Weiter beobachtet werden idiomorphe Quarze in Quarzsand-reichen Sedimenten. Die autigenen Quarze besitzen hier einen Quarzkorn-Nukleus und haben in der Regel keine Einschlüsse mit Ausnahme von gelegentlichen Einschlüssen des umgebenden Sediments. Sie müssen aufgrund der Verdrängungs-Merkmale als epigenetisch angesehen werden. Häufig beobachtet wird dieser Typ in der Nähe von Störungen. Die Quarze können mehrere Millimeter Größe erreichen (Abb. 107a).
3. Der dritte beobachtete Typ ist an rücksandsreiche Karbonate gebunden. Die Quarze zeigen erhebliche Einschlüsse des umgebenden Sediments und sind deshalb wieder als epigenetische Bildung anzusehen; sie müssen sich allerdings vor der endgültigen Schließung des Poren-Raums gebildet haben (Abb. 107b).
4. Relativ häufig werden autigene Quarze in den Skeletten von Hoch-Mg-Kalzit-Organismen beobachtet, insbesondere bei den Acanthochaetiden und corallinen Rotalgen. Die Quarze umschließen die Mg-Kalzite und erhalten diese. Sie sind auf alle Fälle als fröhdiagenetische Bildungen anzusehen (RICHTER 1972) (Abb. 107n).
5. Ein weiterer Typ ist in der Regel idiomorph oder xenomorph gebaut, sehr klar und besitzt oft große Mengen an Einschlüssen. Im einzelnen werden Kalzit-, Dolomit-, Anhydrit- und Flüssigkeits-Einschlüsse beobachtet. Die Einschlüsse sind hier nicht immer identisch mit dem umgebenden Gestein, so daß es sich hier vermutlich um syngenetische oder fröhdiagenetische Bildungen von Quarz handelt. Die Einschlüsse stellen somit Reste des ursprünglichen Environments dar. Bevorzugt finden sich diese Quarze in stark vom Diapir-Salinar beeinflussten Sedimenten und in den hypersalinen Lagunen der inneren Plattform-Bereiche. Ihre Größe beträgt 5 - 100 μm (Abb. 107c, g, k).
6. In nicht von Diapiren beeinflussten Beckensedimenten, meistens Karbonat-turbiditen, finden sich in Hornsteinknollen ebenfalls häufig idiomorphe Quarze,

Bildungsbedingungen

Zum Problem der Bildung von sedimentären autigenen Quarzen gibt es eine Reihe von verschiedenen Auffassungen. Erstmals ausführlich mit diesem Problem beschäftigt hatte sich GRIMM (1962a, 1962b), der nachweisen konnte, daß sedimentäre autigene Quarze an einen salinen Einfluß gebunden sein können. Er führte die Genese der Quarze auf den erhöhten Elektrolytgehalt des Wassers durch den salinaren Einfluß und der Bereitstellung von entsprechen Kristall-Keimen zurück. Seiner Meinung nach ist die Bildung an Sulfat-Ionen (SO_4^{2-}) gebunden, da sich bevorzugt Sulfat-Einschlüsse in den von ihm untersuchten Quarzen fanden. Da die Sulfate sehr rasch zu Sulfiden reduziert werden, ist dies ein Hinweis auf eine fröhdiagenetische Bildung der Quarze.

von RICHTER (1972) wird die Quarzbildung nicht unbedingt auf den Einfluß salinärer Wässer beschränkt. Er vermutete zusätzlich einen Einfluß von submarinen vulkanischen Ereignissen, die eine erhöhte Zufuhr von SiO_2 im Meerwasser bedingen.

- Abb. 107 Diverse autigene Quarze
- a. Autigener Quarz mit detritischen Quarzkern und herausgelöstem karbonatischem Matrix-Sediment. Es handelt sich vermutlich um eine epigenetische Bildung. Probe Zar 3, Profil Zarate I, Untercrenoman von Murguía, REM-Nr. 04010, 15 KV.
 - b. Sehr kleiner autigener Quarz aus der hypersalinen Ostrakoden/Mudstone-Fazies (Fazieszone 7) von Caniego. Es handelt sich um eine frühdiagenetische Bildung, REM-Nr. 04024, 15 KV.
 - c. Sehr kleiner autigener Quarz aus der Loferit-Fazies von Caniego (Fazieszone 6/5). Es handelt sich vermutlich um eine syngenetische Bildung. Der Quarz zeigt keine Verdrängungsmerkmale, REM-Nr. 04029, 15 KV, EDAX-Analyse s. Abb. 107e, Hacken = Analysenpunkt.
 - d. EDAX-Analyse von Abb. 107a; außer Si keine signifikanten Peaks, 100 sec., 786 counts/sec., 15 KV, Au-Bedampfung.
 - e. EDAX-Analyse von Abb. 107c mit Spuren von Sulfat-Einschlüssen (S & Ca-Peak), 100 sec., 2808 counts/sec., 15 KV, Au-Beampfung.
 - f. Oberfläche eines autigenen Quarzes mit Tonmineral-Einschlüssen, Caniego-Basiskalk mit resedimentierten Triassedimenten, Epigenetische Bildung, REM-Nr. 04009, 15 KV.
 - g. Lichtmikroskopisches Bild eines autigenen Quarzes mit Sulfat- und Dolomit-Einschlüssen; Loferit-Fazies von Caniego (Fazieszone 6/5), xN, 700 x.
 - h. Autigener Quarz mit nur wenigen Verdrängungsmerkmalen aus einer hypersalinen Lagunenfazies des Mutiloa-Diapirs (Apt). Es handelt sich vermutlich um eine frühdiagenetische Bildung vor der endgültigen Schliessung des Porenraums, Probe Mul/3, REM-Nr. 04021, 15 KV.
 - i. Lichtmikroskopisches Bild von Abb. 197h mit häufigen Ton- und Sulfat-Einschlüssen, s. EDAX-Analyse Abb. 107j.
 - j. EDAX-Analyse von Abb. 107h + i, 100 sec., 2867 counts/sec., 20 KV, Au-Bedampfung.
 - k. Autigener Quarz aus einer Mudstone-Fazies der Albéniz-Equino-Plattform (Fazieszone 6/5). Es handelt sich vermutlich um eine frühdiagenetische Bildung. Probe E6 1/3, REM-Nr. 04019, 15 KV, EDAX-Analyse Abb. 107l.
 - l. EDAX-Analyse von Abb. 107k mit deutlichen Na & Al-Peaks, 100 sec., 2503 counts/sec., 20 KV.
 - m. Lichtmikroskopisches Bild eines autigenen Quarzes mit Quarzsand-Nukleus und eingeschlossenen Matrix-Sedimenten, Probe MDT 2/82, xN, 450 x.
 - n. Autigener Quarz im Hoch-Mg-Kalzit-Skelett einer corallinen Rotalge mit eingeschlossenen Hoch-Mg-Kalzit-Relikten, 1000 x.
 - o. Autigener Quarz aus den "Carniolas" (Rhät/Lias) eines vermutlich frühdiagenetischen Dolomits. Die Einschlüsse bestehen aus Kalzit, Sulfaten und Flüssigkeiten, Probe aus dem Diapir von Villasana de Mena, x N, 60 x.

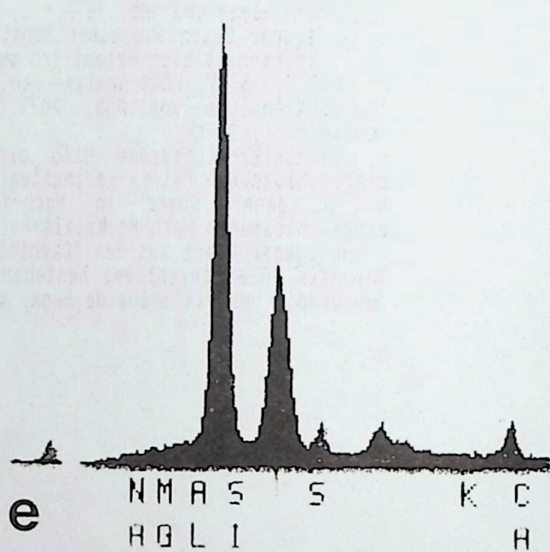
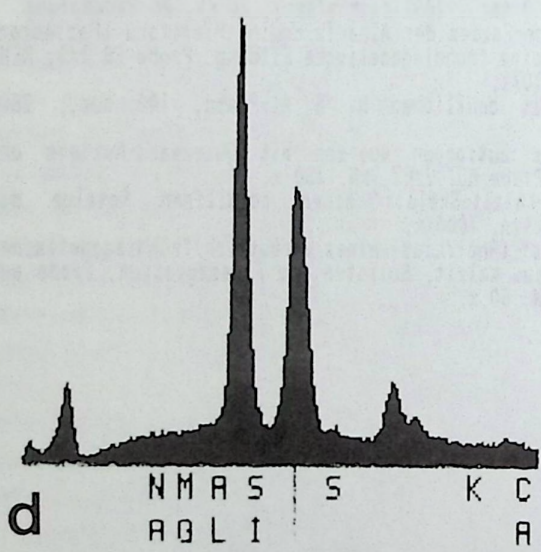
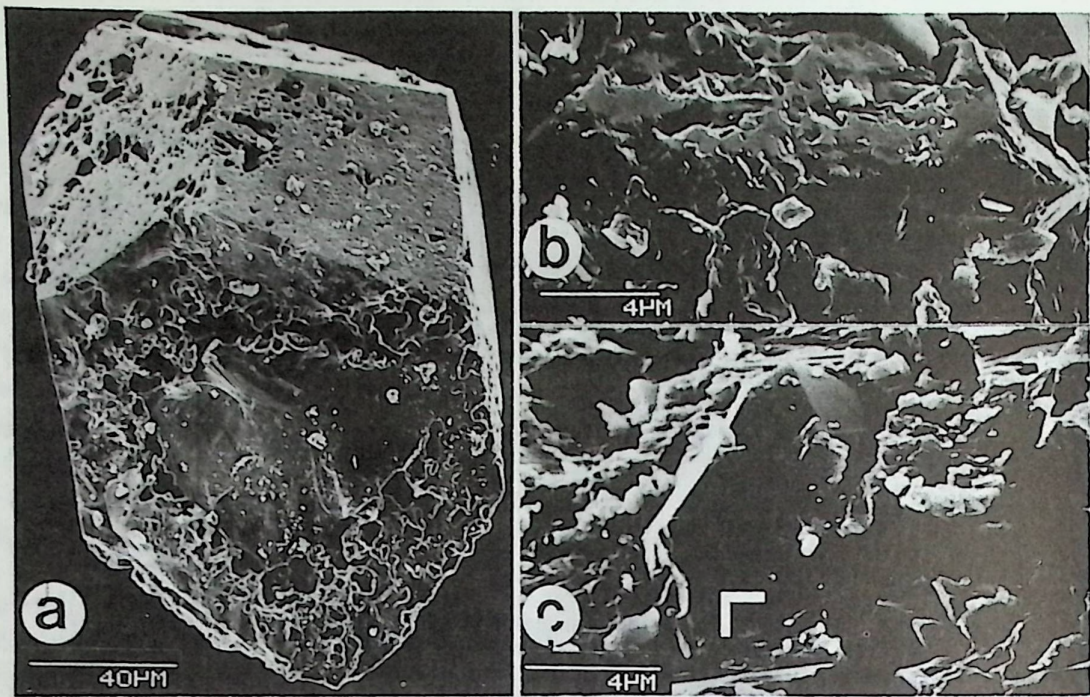
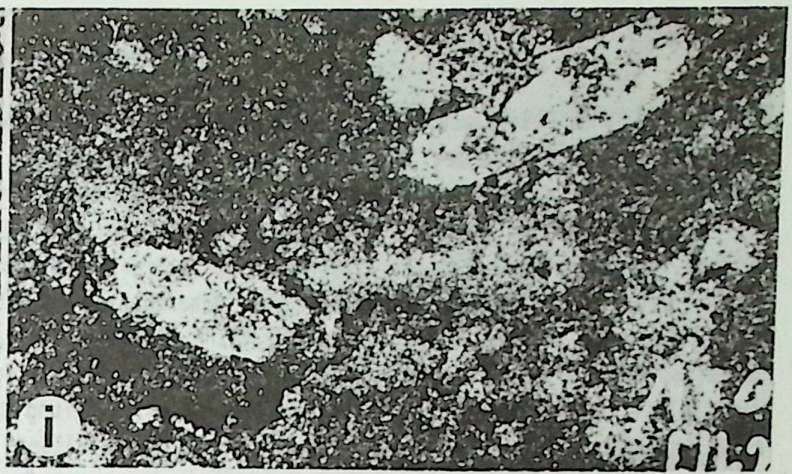
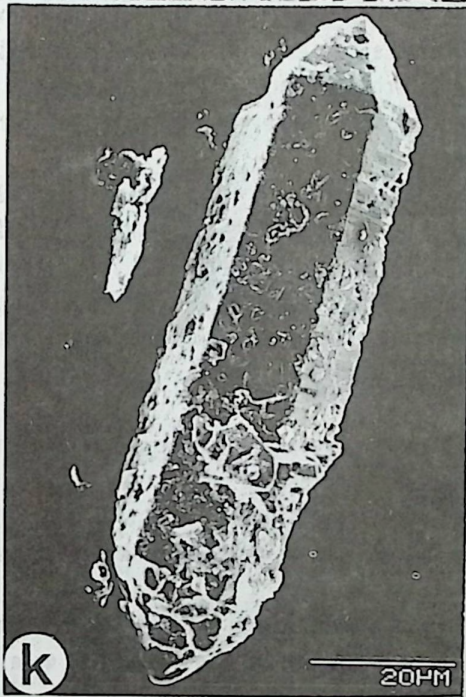
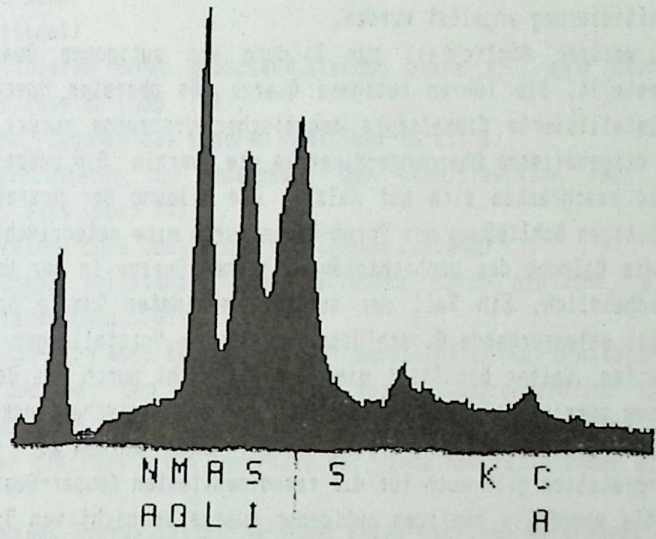


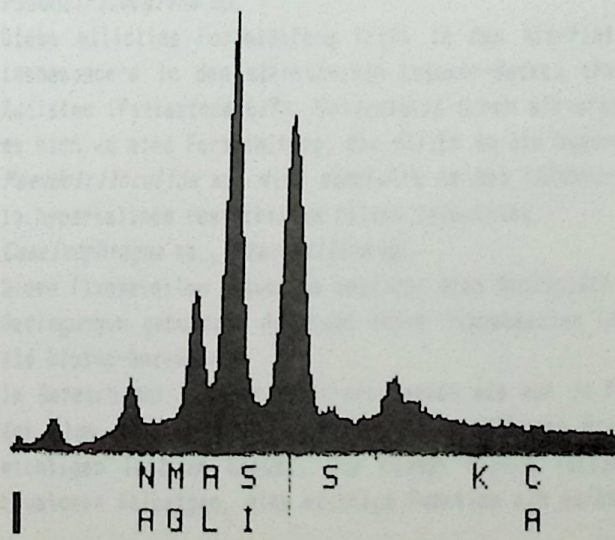
Abb.107



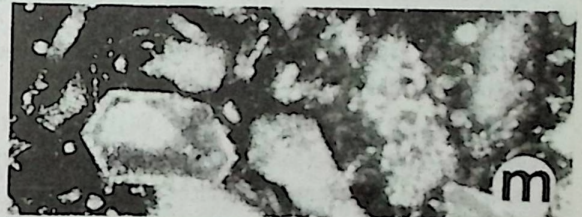
00 02 04



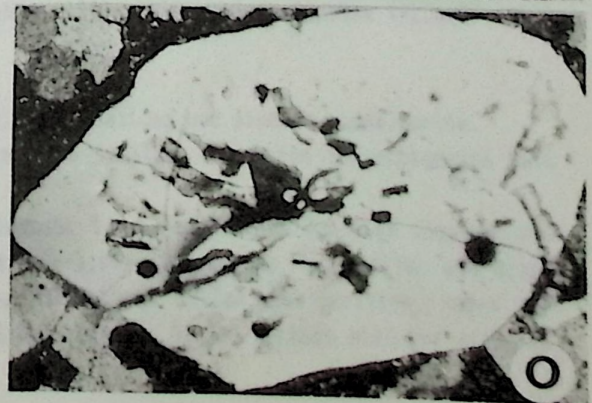
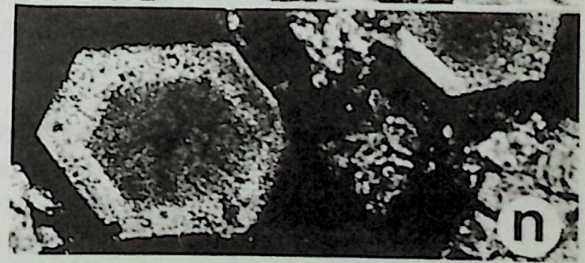
00 02



j



04



HARDER & MENSCHL (1967) und HARDER & FLEMING (1967) konnten nachweisen, das Quarz aus sehr verdünnten Lösungen durch Hydroxide des Al, Fe, Mn usw. bei sehr niedrigen Temperaturen um 20° gebildet werden kann. Die Bildung erfolgte ihrer Meinung nach sehr rasch. Sie führen die Bildung der autigenen Quarze in tiefmarinen Mn-Knollen auf die Fällung des Mn-Hydroxids zurück. Es handelt sich bei diesem Vorgang um eine Bildung von autigenem Quarz ohne Mitwirkung von salinaren Wässern.

Ein weiteres Modell zur Genese von autigenen Quarzen wird von FRIEDMANN & SHUKLA (1980) vorgestellt, das sich allerdings an die Vorstellungen von GRIMM (1962) anlehnt. Die von ihnen beobachteten Quarze aus Dolomiten der Lockport-Formation des Mittelsilurs sind pseudomorph nach Sulfaten wie Anhydrit bzw. Gips und Coelestin. Sie führen die Bildung der Quarze auf Änderung des pH-Werts im Sediment zurück. Im stark alkalinen Milieu (pH-Wert größer als 9) wird diese Fällung von Sulfaten und die Lösung von Quarz bevorzugt. Verschiebt sich der pH-Wert deutlich in den sauren Bereich, so wird die Lösung von Sulfaten und die Fällung von Quarz bevorzugt. Erforderlich ist nach ihrer Meinung für diesen Prozess das Vorhandensein von detritischem Quarz. Die Entstehung der von ihnen bearbeiteten mittelsilurischen sedimentären Quarze muß vor der Spätdiagenese des Sediments stattgefunden haben, da die Quarze durch die spätere Dolonitisierung angelöst wurden.

Eine weitere Möglichkeit zur Bildung von autigenen Quarzen wird von LIPPMANN & SCHLENKER (1970) dargestellt. Sie führen autigene Quarze des obersten Muschelkalks bei Haigerloch auf nur sehr schwach rekristallisierte Kieselsäure organischen Ursprungs zurück. Sie beschreiben aus dem *Trigonodus*-Dolomit auch diagenetische Übergangs-Mineralen wie Quarzin. Die beobachteten Einschlüsse innerhalb der autigenen Quarze beschränken sich auf Kalzit. Die Bildung der Quarze wird von ihnen auf einen Zeitpunkt vor der endgültigen Schließung der Poren-Raums durch eine meteorische Diagenese gelegt.

Für die Bildung der beobachteten autigenen Quarze in der Umgebung der Diapire ist ein salinärer Einfluß wahrscheinlich. Ein Teil der autigen gebildeten Quarze des Typs 5 ist pseudomorph nach Anhydrit und besitzt entsprechende Einschlüsse, so daß die Vorstellungen von GRIMM (1962) und FRIEDMANN & SHUKLA (1980) zutreffen. Weiter bestätigt wird diese Ansicht durch die Beobachtungen von BOURVULLEC & DELOFFRE (1982), die aus oberjurassischen Paläosebkhias des aquitanischen Beckens ebenfalls eine Bildung von autigenem Quarz nach Anhydrit beobachten. Gleiche Beobachtungen werden auch von STOFFERS & KÜHN (1973) gemacht. Diese Interpretation gilt auch für die resedimentierten Keuper-Quarze.

Für die ebenfalls häufigen autigenen Quarze in nicht von Diapir-Salinaren beeinflussten Beckensedimenten bietet sich die von LIPPMANN & SCHLENKER (1970) gemachte Beobachtung der Quarz-Genese an.

Die Beckensedimente der Mittel-/Oberkreide sind z.T. reich an Kieselsäure organischen Ursprungs (Radiolarien, Schwamm-Skleren). In einigen Fällen können idiomorphe Quarze innerhalb von SiO₂-Konkretionen beobachtet werden (Profil Albéniz III, Abb. 34).

Autigene Quarze mit entsprechenden Sulfat-Einschlüssen aus Sedimenten im unmittelbaren Einfluß-Bereich von Diapiren sind also ausgezeichnete Indikatoren für eine extreme salinare Beeinflussung des Sediments, wobei in einzelnen allerdings untersucht werden muß, in welchen Diagenese-Stadium die Quarzbildung erfolgte.

15. Ergebnisse

15.1. Palökologische Ergebnisse

15.1.1. Foraminiferen (Abb. 108)

a. Orbitolinen (Abb. 108, 109)

Die Orbitolinen, insbesondere die Vertreter der Gattungen *Palorbitolina* sp., *Mesorbitolina* sp., *Orbitolina* sp. und *Conicorbitolina* sp., sind innerhalb der Plattformbereiche sehr gute Fazies-Indikatoren aufgrund ihres unterschiedlichen Agglutinations-Verhalten.

Es lassen sich drei verschiedene Populationen der gleichen Arten bzw. Gattungen unterscheiden, die jeweils an ein bestimmtes Environment gebunden sind,

1. Fazieszonen 3b, 3a, 2 (Delta, Strand, Intertidal)

Die hier aufgefundenen Orbitolinen agglutinieren neben grobsammitischem Quarz z.T. sehr häufig Schwermaterialien, insbesondere in der Fazieszone 3b (Abb. 109).

2. Fazieszonen 2, 3a, 7, 8 (Tidalrinnen, Strand, Lagunen des inneren Plattform-Bereichs)

Die hier aufgefundenen Orbitolinen agglutinieren nur Quarzsand der Arenitfraktion oder in niederenergetischen Bereichen Feinsand bzw. Silt (Abb. 109).

3. Fazieszonen 11, 10, 9 (Äußere Plattform-Bereiche ohne deutlichen terrigenen Einfluß)

Die Orbitolinen substituieren den Quarzsand vollständig oder teilweise durch einfache, z.T. monaxone, ursprünglich kieselige Schwanmsklere (Abb. 109).

Dieses unterschiedliche Agglutinations-Verhalten wird auch bei den weniger entwickelten Apt-Orbitolinen (*Palorbitolina* sp., *Mesorbitolina* sp.) und bei den Cenoman-Orbitolinen (*Conicorbitolina* sp.) beobachtet. Es ist somit möglich, allochthone und autochthone Populationen voneinander zu unterscheiden. Eine deutliche Formänderung der gleichen Arten innerhalb der einzelnen Fazieszonen wird nicht beobachtet.

Die Orbitolinen vertragen vermutlich eine gewisse Hyposalinität aufgrund ihres häufigen Auftretens in intertidalen Fazies-Bereichen. In hypersalinen Fazieszonen werden sie autochthon nicht beobachtet. Das Verhältnis von makro- und mikrosphärischen Formen in den nahezu autochthonen Fazieszonen beträgt bei den hier beobachteten Fällen maximal 1 : 3.

b. *Trocholina* sp., *Hensonina* sp.

Diese Vertreter der Involutinida waren aufgrund ihrer Diagenese-Geschichte vermutlich aragonitisch. Sie werden in größeren Mengen nur in den sehr flachen, hochenergetischen und karbonatreichen Fazieszonen (10, 9, 8) beobachtet. Die gleiche Beobachtung wird auch von ARNAUD-VANNEAU (1979) für die Unterapt-Karbonatplattform von Drone (Vercors) gemacht. Diese Involutiniden stellen sehr gute Indikatoren für hochenergetische Fazieszonen dar.

c. *Pseudotriloculina* sp.

Diese miliolide Foraminifere tritt in den Alb-Plattformen nur in Zonen der inneren Plattform auf, insbesondere in den mikritischen Lagunen-Becken (Fazieszone 7a) und in den Zonen mit monopleuriden Rudisten (Fazieszone 6/7). Unterstützt durch mikrofazielle, biofazielle und geochemische Daten handelt es sich um eine Foraminifere, die strikt an ein hypersalines Milieu gebunden ist.

Pseudotriloculina sp. wird ebenfalls im Apt (ARNAUD-VANNEAU 1979, 1980) und im Cenoman (FLOQUET 1982) in hypersalinen restriktiven Milieu beobachtet.

d. *Coscinophragna* sp., *Placopsilina* sp.

Diese fixosessilen Lituolida besitzen eine ökologisch weite Verbreitung und sind an normalmarine Bedingungen gebunden. Aufgrund ihrer fixosessilen Lebensweise besitzen sie einen hervorragenden Wert als Biotop-Anzeiger.

In Bereich der inneren Plattform werden sie nur in Fazieszone 7 auf requieniden Rudisten zusammen mit der Alge *Ethalia alba* beobachtet. Innerhalb der Riffkern-Bereiche (Fazieszone 11) stellen sie einen wichtigen Teil am Gerüst. Sie können kleine riffartige Strukturen bilden und besitzen, neben den krustösen Kalkalgen, eine wichtige Funktion als Gerüst-Stabilisierer. Diese Funktion wird vor allem im

Riffkern des Ereno-Riffs (Apt) beobachtet, Innerhalb des Riffkerns werden sie auch in kryptischen Environments beobachtet.

Ein weiteres Vorkommen von diesen fixosessilen Arten sind Onkoide des Typs 2 zusammen mit nicht verkalkten Cyanophyceen, Bryozoen und Serpeln ("zoophytische Onkoide") (Taf. 35, Fig. 4). Beobachtet werden diese Onkoide bevorzugt in den Fazieszonen 9 und 7 der Comillas/Suances-Cenoman-Plattform.

Weiter beobachtet wird dieser Foraminiferen-Typ auf subtidalen Hartgründen am Hang des Villasana de Mena-Diapirs, in enger Verbindung mit Fe- und P-inprägnierten "Tiefwasser"-Stromatolithen.

Ein ähnliches Environment wird von WENDT (1974, 1969) für vergleichbare fixosessile Foraminiferen (*Tolypamina* sp.) in Verbindung mit Fe/Mn-Knollen aus Fe/Mn-Kondensations-Horizonten des jurassischen "Ammonitico rosso" und aus den obertriassischen Hallstätter Kalken beschrieben.

Dieser Foraminiferen-Typ ist strikt an einen Hart- oder Festgrund gebunden.

e. *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp.

Die komplexen Vertreter der Ataxophragmiiden sind in den Oberalb-Plattformen beschränkt auf die Fazieszonen 11b und 10. Wichtig ist das stratigraphisch frühe Auftreten von *Dicyclina schlumbergerii* im Vracon von Suances zusammen mit *Caprina choffati*. Im Cenoman wird diese Form vor allem zusammen mit den imperforaten Großforaminiferen z.T. im Milieu der inneren Plattform-Bereiche (Fazieszone 7) beobachtet. Die Gattung *Cuneolina* sp. tritt generell in Fazieszonen hinter einer Riffbarre auf, wird aber in ausgesprochen lagunären Zonen nicht beobachtet (vgl. ARNAUD- VANNEAU 1980). Die Gattung *Cuneolina* sp. wird bereits im Apt in den entsprechenden Zonen beobachtet.

Foraminiferen

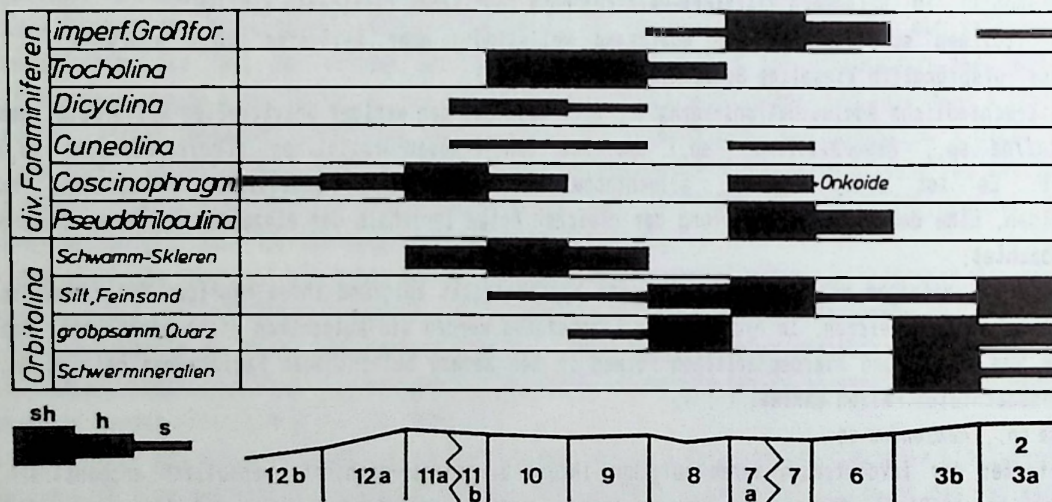


Abb. 108 ökologische Verbreitung einiger ausgewählter benthonischer Foraminiferen aus dem Alb-Karbonat-Build Ups.

Abb.109

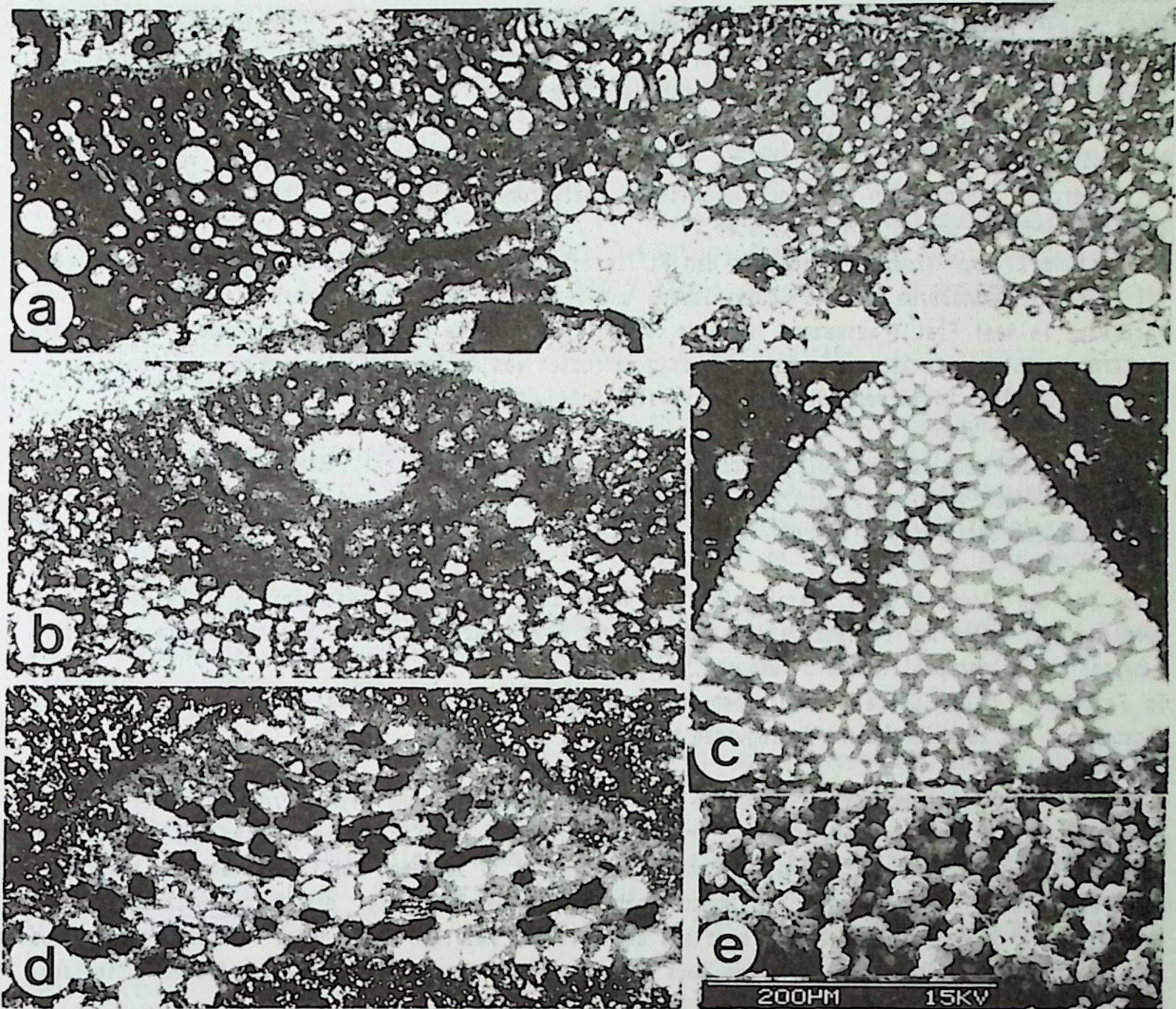


Abb. 109 a, *Mesorbitolina aperta*, primitive Form, Rifftop des Araya-Riffs, Schwamm-Skleren-Agglutination, 200 x,
 b, *Orbitolina concava*, Intertidal des Vracon/Untercenoman von Cobreces, Quarzsand-Agglutination, 300 x,
 c, *Iragia simplex*, Oberbedoule von Mutiloa, Bohrung T 44/23, Lagunenbecken-Fazies, Quarzsilt-Agglutination, 300 x,
 d, *Orbitolina concava*, Delta-Fazies von Peñacerrada, Untercenoman, Schwermineral/grober Quarzsand-Agglutination, 150 x,
 e, *Mesorbitolina subconcava*, Oberalb von Albéniz, Lagunen-Fazies, Quarzsilt-Agglutination, REM-Nr. 06365, 15 KV.

15.1.2. Algen (Abb. 110)

a. Melosbesiaceae

Die krustosen corallinen Algen (*Lithophyllum* sp., *Archaeolithothamnium* sp., *Lithothamnium* sp.) werden in den inneren Plattform-Bereichen nur sehr selten, z.B. auf Schalen requienider Rudisten, beobachtet. Generell werden drei Morphotypen beobachtet; ein knolliger Typ (Taf 21, Fig. 7), ein krustoser zementierender Typ (Taf. 20, Fig. 5, 6, 7) und Rhodolithen (Taf. 32, Fig. 1, 2, 3).

Der knollige Typ wird durch die Gattungen *Archaeolithothamnium* sp. und *Lithophyllum* sp. vertreten und ist bevorzugt gebunden an die hochenergetische Fazieszone 9. Die Algen-Kolonien wachsen hier auf stabilen Sandböden und auf großen Klasten.

Die Gattung *Lithophyllum* sp. bildet in den Riffkern-Zonen (Fazieszone 11) bevorzugt Krusten zusammen mit *Archaeolithothamnium* sp. und Squamariaceen und zementiert die riffbildenden Organismen. In einem Fall wird im Reef Flat (Fazieszone 10) eine "Rhodolithen"-Fazies beobachtet. Die Rhodolithen bestehen im Kern aus *Solenopora*-Algen und sind allseitig unkrustet von *Archaeolithothamnium* sp., *Lithophyllum* sp., anderen Algen (*Koskinobulina* sp.) und verschiedenen Organismen.

b. Algen der "Flora Vimport"

Es handelt sich dabei um artikulate Rhodophyceen, die sich auf die Corallinaceae (*Archaeolithothamnium rude*, *Kymalithon belgium*, *Paraphyllum amphiroeformis*, *Paraphyllum primaevum*) und einen vermutlichen Vertreter der Solieraceae (*Agardhiopsis cretacea*) verteilten (LENDINE 1925, 1965; POIGNANT 1978, 1968).

Diese für die Alb-Riffe sehr charakteristische Algen-Gemeinschaft ist beschränkt auf die geschützten Bereiche des Riffkerns (Fazieszone 11) und das Reef Flat (Fazieszone 10). Sie bevorzugen ein festes Substrat und bilden Bafflestone-Strukturen.

In Fazieszone 8 der Oberalb-Plattformen wird selten die Art *Paraphyllum primaevum* beobachtet. Die Algen-Flora ist auf stenohaline Bedingungen beschränkt.

c. Solenoporaceae

Beobachtet werden die Gattungen *Solenopora* sp., *Parachaetetes* sp. und *Pycnoporidium* sp.. Innerhalb der Alb-Plattformen sind diese ursprünglich aragonitischen Algen auf Fazieszonen hinter dem eigentlichen Riff beschränkt. Sie finden sich vorwiegend in Fazieszone 10 zusammen mit Capriniden. Sie bevorzugen ein Festsubstrat, mit Ausnahme der Rhodolithen-Fazies des Reef Flat des Murguia-Diapirs (s.o.). Vergleichbare *Solenopora*-Rhodolithen sind aus dem Perm der Heiligen Kreuz-Berge in Polen bekannt, aus relativ hochenergetischen Bereichen des Back Reefs in Verbindung mit einem karbonatischen Intertidal und typischen küstennahen Bereichen (BELKA 1979).

In Bereichen mit schwankenden Salinitäten werden keine Solenoporaceen beobachtet. Die Gattung *Pycnoporidium* sp. ist relativ häufig in den Apt-Vorkommen und in der *Caprina*-Zone der Vera/Sare-Plattform.

d. Squamariaceae

Diese Rotalgen-Gruppe ist vertreten durch die Art *Ethelia alba* (= *Pseudolithothamnium album*). Sie besitzt eine stratigraphisch sehr weite Verbreitung im Mesozoikum und Känozoikum und hat enge Beziehungen zur rezenten Gattung *Ethelia* sp. (MASSIEUX & DENIZAT 1977, PFENDER 1936). Beobachtet wird diese Alge in allen nicht restriktiven Fazieszonen (Fazieszonen 11, 10, 9, 7). Im Apt kann sie bis zu 80 % einen erheblichen Anteil an den gerüstbildenden Algen stellen. Beobachtet wird sie als Epöke auf requieniden Rudisten (Fazieszone 7). In den Alb-Riffen nimmt ihre Bedeutung als gerüstbildende Alge zugunsten der corallinen Rotalgen ab.

Beobachtet wird in der Grainstone-Fazies (Fazieszone 9) des Apts eine artikulate Modifikation dieser Gattung (Taf. 11, Fig. 3).

e. Gymnocodiaceae

Diese Rotalgen-Gruppe ist vertreten durch *Permocalculus* sp., einer Alge, die bevorzugt auf die inneren Plattform-Bereiche (Fazieszone 7) beschränkt ist (ELLIOT 1955). Sehr häufig wird sie in subtidalen terrigen stark beeinflussten Zonen des Intertidals beobachtet und ist eine häufige Komponente der Grainstone-Fazies (Fazieszone 9) des Apts. Im Alb wird diese Alge selten beobachtet. Aufgrund der Mikrofazies-Analyse wird sie bevorzugt unter z.T. hypersalinen Bedingungen in subtidalen Tümpeln mit

einem Weichboden angetroffen (Fazieszone 7, 6). In manchen Proben tritt die Alge häufig mit *Boueina* sp. und *Nerinea* sp. auf.

f. Codiaceae

Beobachtet werden Gattungen *Boueina* sp. und *Arabicodium* sp.. Die Gattung *Arabicodium* sp. wird vor allem in den proximalen Vorriff-Zonen (Fazieszone 12a), im Riffkern (Fazieszone 11) und im Reef Flat (Fazieszone 10) beobachtet. Vertreter der Gattung *Boueina* sp. (*B. pygmaea*) haben ihr Verbreitungs-Maximum im Reef Flat. Weiter beobachtet wird ein Auftreten in Fazieszone 7 zusammen mit *Permocalculus* sp.. Beide Gattungen bevorzugen einen stabilen Weichboden. Vermutlich spielten die Codiaceen eine wichtige Rolle bei der Produktion von aragonitischem Mikritschlamm, vergleichbar mit heutigen Verhältnissen (DREW 1983), da insbesondere in den Alb-Riffen analog zu den heutigen Verhältnissen die Dasycladaceen nur eine untergeordnete Rolle spielen. Die Gattung *Arabicodium* sp. zeigt eine ähnliche ökologische Verbreitung wie die moderne Art *Halimeda cryptica*, die bevorzugt in den Vorriff-Bereichen zu finden ist.

Die Gattung *Boueina* sp. toleriert vermutlich Schwankungen in der Salinität.

g. Codiaceen unsicherer Stellung

Verstanden wird darunter die krustose Alge *Lithocodium* sp. (= *Baccinella* sp.) (SEGONZAC & MARIN 1972), die eine ähnliche Verbreitung besitzt wie *Ethelia alba*. In stark restriktiven Milieu (Fazieszone 6/5) wird sie nicht beobachtet. Im Apt spielt diese Alge eine bedeutende Rolle als Gerüstbildner. In den Alb-Riffen wird sie in den Riffkern-Zonen nur noch selten angetroffen. Die Rolle als zementierende Alge hat sie zugunsten der corallinen Rotalgen verloren. Sie wird vor allem im Reef Flat und in der Fazieszone 7 zusammen mit den Toucasien angetroffen.

In einigen Fällen werden auch Onkoid-Strukturen beobachtet, z.T. als alleiniger Onkoid-Bildner als auch als Teil der normalen Algen-Gemeinschaft (vgl. PASCAL 1982a,b).

Lithocodium sp. wird nur auf Festsubstrat abgetroffen.

h. *Marinella lugeoni*

Diese problematische Rotalge besitzt ein Mg-Kalzit-Skelett wie die modernen Coralliaceen. Sie wächst fächer- bis pilzförmig und immer auf einem Festsubstrat. Sie bildet bevorzugt Onkoide, entweder alleine oder in Gemeinschaft mit *Ethelia alba*, Bryozoen und unverkalkten Cyanophyceen. Die Alge wird bevorzugt in Fazieszone 10, 8 und 7 angetroffen. In ausgesprochen restriktivem Milieu wird sie nicht angetroffen; sie verträgt aber einen relativ hohen terrigenen Einfluß.

Ein zeitlich bevorzugte Auftreten wird nicht beobachtet. Die Alge tritt sowohl im Apt, im Alb als auch im Cenoman auf.

i. Dasycladaceae

Vertreter dieser Algengruppe sind in den Oberalb-Plattformen des Basko-Kantabrischen Beckens grundsätzlich selten. Im Alb wird allgemein ein erheblicher Rückgang der Taxa (16 Arten) und der Häufigkeit gegenüber dem Alp (39 Arten) beobachtet (BASSOULLET et al. 1978). Innerhalb der Alb-Plattformen werden die Gattungen und Arten *Neomeris* sp., *Neomeris cretacea*, *Neomeris pfendere*, *Trinocladus tripolitanus*, *Triploporella marsicana*, *Heteroporella* cf. *lepina*, *Dissocladella* n.sp., *Acicularia* sp. und *Terquemella* sp. beobachtet.

1. Vertreter der Gattung *Neomeris* sp. finden sich vor allem in Fazieszonen hinter dem eigentlichen Riff (Fazieszonen 10, 9, 8, 7). In Grainstone-Strandfazies (Fazieszone 3a) werden relativ häufig *Neomeris* sp. beobachtet. In den Apt- und Mittelalb-Vorkommen ist diese Alge nicht selten in der arenitischen Plattform-Fazies der Fazieszone 9. Ähnliche Beobachtungen werden auch von PEYBERNES (1979) in den Urgon-Plattformen der Pyrenäen gemacht.

2. Die Art *Triploporella marsicana* ist selten und wird nur in der *Caprina*-Biofazies (Fazieszone 10) des Albeniz-Eguino-Riffs beobachtet.

3. *Trinocladus tripolitanus* ist in den Vracon- und Cenoman-Plattformen häufig und ist ebenfalls auf die Fazieszone 10 im Vracon und zusätzlich noch auf die Fazieszone 8 im Cenoman beschränkt.

4. *Heteroporella* cf. *lepina* ist selten und wird in der *Caprina*-Biofazies (Fazieszone 10) und selten in Fazieszone 9 und 7 beobachtet.

5. Die in den Alb-Riffkernen beobachtete Gattung *Dissocladella* n.sp. (vgl. PEYBERNES & CONRAD 1982) ist auf die Riffkern-Bereiche (Fazieszone 11) und das proximale Vorriff (Fazieszone 12a) beschränkt. Sie tritt selten in Fazieszone 10 auf. Die Alge tritt häufig zusammen mit den Algen der Flora Vimport

auf. In stark wellenbeeinflussten Zonen der typischen *Microsolena*-Biofazies (Reef Crest) wird sie nicht beobachtet.

6. Die Vertreter der Acetabulariaceae (*Acicularia* sp., *Terquemella* sp.) sind wie in den Apt-Plattformen beschränkt auf die Fazieszone 7, zusammen mit den problematischen Algen *Carpatoporella* sp. und *Thaumatoporella* sp.. In der Vracon-Plattform von Vera/Sare wird diese Gruppe auch in der *Caprina*-Biofazies (Fazieszone 10) sehr häufig beobachtet.

j. Cyanophyceae

1. Porostromate Algen

Gattungen dieser Gruppe mit verkalkten Thalli sind durch *Girvanella* sp., die in der Fazieszone 8 Onkoide bildet und durch *Cayeuxia* sp., die relativ häufig in der Fazieszone 7 auftritt, vertreten. Allgemein sind diese Algen auf die inneren Fazieszonen (8, 7, 6) beschränkt.

2. Stromatolithen, unverkalkte Cyanophyteen

Diese Algen zeigen ein ungewöhnliches Verteilungsmuster. Häufig sind typische Stromatolithen vom LLH-Typ; selten sind in den intertidalen und supratidalen Fazieszonen (6/5) domartige Wuchsformen (LLH-SH) (nach LODGAN et al. 1974). Weiter beobachtet werden Stromatolithen vom LLH-Typ in den typischen Vorriff-Bereichen (Fazieszone 12). Sie umkrusten hier große Riffschutt-Komponenten, oft in Wechsellagerung mit *Coscinophragma* sp. und Bryozoen (vgl. PASCAL 1982a). Außerdem werden stromatolithische Krusten vom LHH-Typ auf den Hartgründen (Fazieszone 14) (vgl. Kap. 14.1.1.d) beobachtet. Innerhalb der Plattformen finden sich in den Fazieszonen 8 und 7 Cyanophyteen-Onkoide. Bei einem Teil der "Tiefwasser"-Stromatolithen (Hartgründe) muß mit einer Beteiligung von Pilzen gerechnet werden, da immer eine Beziehung zu einem feinen fadenförmigen Netzwerk von Mikrobohrungen an der Basis der Hartgründe besteht.

15.3 Rudisten (Abb. 111)

a. *Monopleura* sp.

Vertreter dieser Gruppe sind typische Weichboden-Bewohner ("mud-stickers"). Das initiale Wachstum beginnt auf einem kleinen Festgrund. Die Muscheln wachsen relais-artig nach oben vergleichbar mit der rezenten Auster *Crassostrea* sp. und der jurassischen Muschel *Cochlearites* sp. (CHINZEI 1982). Es entsteht eine typische Bafflestone-Struktur ("Bouquet") von ähnlicher Form wie sie auch bei den oberkretazischen Hippuriten-Kolonien beobachtet wird (PHILLIP 1972).

Der kalzitische Teil der Schale zeigt Wachstums-Marken und Anwachsstreifen. Wenige Zählungen der Marken lassen auf eine Jahreszyklik schließen. Die wenigen gut erhaltenen Rudisten zeigen ein Alter von ca. 10 Jahren. Die Monopleuriden sind zum Großteil an ein flachsubtidales Milieu gebunden (Fazieszonen 6/7). Die Begleitfauna und -flora ist extrem niederdivers. Die z.T. erhebliche Anbohrung der Schalen durch Mikrobohrer (Algen/Pilze) spricht gegen ein brackisches Milieu (CHINZEI 1982). Faziesbestimmende Begleitorganismen sind *Pseudotriloculina* sp., dünnchalige Ostrakoden und sehr wenige Dasycladaceen (in den Apt-Vorkommen *Salpingoporella* sp.).

In den Oberalb/Vracon-Plattformen wird dieser Rudist auch in den Reef Flat-Bereichen (Fazieszone 10) beobachtet.

In den Bereichen der inneren Plattform ist diese Fazies zyklisch. Beobachtet wird die Besiedlung einer Event-artigen Floatstone-Lage aus Rudisten-Schill. Die Monopleuriden werden wieder von einer Ereignisschichtung überlagert.

b. Requiende Rudisten

Diese Gruppe wird im wesentlichen repräsentiert durch die Gattung *Toucasia* sp.. Dieser Rudist lebt einzeln und bildet keine echte Boundstone-Struktur. Er benötigt einen stabilen Weichboden, entweder einen unsortierten Floatstone/Packstone oder einen durch Blaugrün-Algen-Filme stabilisierten Mudstone. In wenigen Fällen wird auch ein Sandboden besiedelt.

Die Toucasien liegen mit ihrer abgeplatteten Unterseite auf dem Sediment. Die Schalen sind häufig bewachsen mit Epöken, insbesondere von *Lithocodium* sp., kleinen Monopleuriden, Serpeln und Bryozoen.

Die Begleitfauna und -flora ist erheblich höher divers als die der *Monopleura*-Biofazies. Häufig sind kleine Milioliden, kleine Sandschaler und Dasycladaceen, bevorzugt Vertreter der Acetabulariaceae, sowie wenige Codiaceen.

Die *Toucasia*-Biofazies verteilt sich auf zwei ökologische Bereiche. Beobachtet wird ein Bereich in der Verzahnung mit der *Monopleura*-Biofazies mit häufigen Milioliden ohne das Vorhandensein von Korallen (Fazieszone 7). Die Toucasien bilden hier weitaushaltende (mehrere hundert Meter) Mound-artige Bänke ("Pseudo-Bafflestone"), die in der Regel von Lagunen-Becken unterbrochen sind. Die Mound-Fazies ist zyklisch, d.h. die *Toucasia*-Bänke werden von hochenergetischen Floatstone-Lagen aus Rudisten-Schutt überlagert.

Neben der *Toucasia*-Biofazies ohne Scleractinier wird eine Biofazies mit dendroiden Korallen (*Cladophyllia* sp.) beobachtet, die weitgehend ein normalmarines Milieu anzeigt (Taf. 7, Fig. 1). Der terrigene Anteil der Karbonate dieser Fazies ist mit durchschnittlich 10 - 15 % relativ hoch. Milioliden sind im Gegensatz zur reinen *Toucasia*-Fazies sehr selten. Der Weichboden-Charakter des Sedimentes bleibt allerdings erhalten. Diese Fazieszone ist vor allem in den Urgo-Apt-Plattformen des Bedoule vertreten und wird in den Oberalb-Plattformen nicht mehr beobachtet.

Eine Gattung der requienden Rudisten (*Pseudotoucasia* sp.) wird auch als sekundärer Gerüstbildner in den Riffkern-Bereichen beobachtet. In den typischen Oberalb-Plattformen ist die *Toucasia*-Fazies der Fazieszone 7 nur unterrepräsentiert.

c. Caprotinide Rudisten

Wichtigste Vertreter dieser Gruppe sind *Polyconites* sp. und *Horiopleura* sp.. Diese Rudisten besitzen im Apt ein ähnliches Biotop wie die Monopleuriden (Fazieszone 7/6). Sie bevorzugen einen mikritischen Weichboden und stecken mit ihrer fixen Schale in Sediment ("mud-sticker"). Sie können entweder bankartige Mounds, z.T. Bafflestones bilden oder solitär leben. In terrigen stark beeinflussten Lagunen werden sie nicht beobachtet.

Die Begleitfauna ist niederdivers. Häufig beobachtet werden Milioliden, darunter auch *Pseudotriloculina* sp..

15.1.4. Spongien (Abb. 112)

a. Sclerospongiae

Vertreter dieser Klasse besitzen vor allem in den Alb-Plattformen einen wichtigen faziesdiagnostischen Wert. Beobachtet werden vor allem die Tabulospongida mit der Gattung *Acanthochaetetes* sp.,

1. *Acanthochaetetes* gr. *seunesi*

Diese Art wird in zwei ökologischen Nischen innerhalb des Vorriffs und des Riffs beobachtet. Im Vorriff (Fazieszone 12a) ist diese Art am häufigsten und erreicht hier ihr Größenmaximum mit bis zu 15 cm großen Knollen. Die Spongien leben in enger Gemeinschaft mit Vertretern anderer Schwammgruppen (*Acanthochaetetes*-Gemeinschaft) (Abb. 46a). Algen werden hier nicht beobachtet. Die Spongien-Gemeinschaft unkrustet den Riffschutt. Die ökologische Nische der Sclerospongier ist nahezu identisch mit der in den rezenten Karibik- und Indopazifischen Riffen (HARTMANN & GOREAU 1975).

Weiter beobachtet werden Vorkommen dieser Art in den eigentlichen Riffkernen (Fazieszone 11a), in kleinen Riffhöhlen und großen Bohrgängen, wiederum eine gute Übereinstimmung mit dem Vorkommen in modernen Riffbiotopen. In stark lichtbeeinflussten Zonen der Plattform wird diese Art nicht angetroffen.

2. *Acacanthochaetetes ramulosus*

Diese Art bevorzugt ein lichtreiches Biotop im Riffkern zusammen mit Rotalgen und Korallen (Fazieszone 11a) und wird weniger häufig auch in Reef Flat beobachtet (Fazieszone 10) hierzusammen mit *Caprina* sp.,

In den Lagunen werden beide Arten nicht angetroffen.

Die weiter beobachteten Sclerospongier (Varioparietidae) besitzen die gleiche ökologische Verbreitung wie die Tabulospongida.

b. Stromatopora

Die Stromatoporen sind vor allem durch die Gattung *Actinostromaria* sp. vertreten und stellen z.T. einen erheblichen Anteil am Riff-Gerüst. Sie sind auch ein Teil der *Acanthochaetetes*-Gemeinschaft. In den lagunären Bereichen werden sie nicht gefunden, mit Ausnahme der Art *Dehornella* sp. aus dem Apt von Ereño.

c. Sphinctozoa

Beobachtet werden *Barroisia* sp., *Stylothalamina budaense* und *Stylothalamina* n. sp.,

Stylothalamina sp. ist sehr häufig im Vorriff (Fazieszone 12) und ist Teil der *Acanthochaetetes*-Gemeinschaft. Beobachtet wird ein Häufigkeits-Maximum in den Vracon-Plattformen.

Die Gattung *Barroisia* sp. wird neben dem Auftreten in den Fazieszonen 11 und 12 der Apt-Plattformen auch in der Fazieszone 10 beobachtet.

d. Pharetronida

Die echten Kalkschwämme sind allgemein selten und werden in allen Zonen beobachtet mit Ausnahme der Fazieszone 5 und 6.

e. Kieselschwämme

Die Kieselschwämme sind in den Oberalb-Riffplattformen sehr häufig. Beobachtet werden Vertreter der Hexactinellida und der Lithistida. Die Lithistida (Taf. 17, Fig. 3,4,5,6,) sind mit fast allen bekannten Unterordnungen vertreten und können einen wesentlichen Anteil an der Riff-Fauna stellen. Häufig sind sie vor allem in der *Acanthochaetetes*-Gemeinschaft im Vorriff (Abb. 46a). In den Zonen der inneren Plattform werden sie nicht beobachtet.

Die Hexactinellida sind mit zwei Unterordnungen vertreten (Taf. 17, Fig. 7,8,9) und sind allgemein selten. Sie werden nur in der Fazieszone 12 beobachtet.

In den Cenoman-Plattformen werden nur selten Kieselschwämme beobachtet.

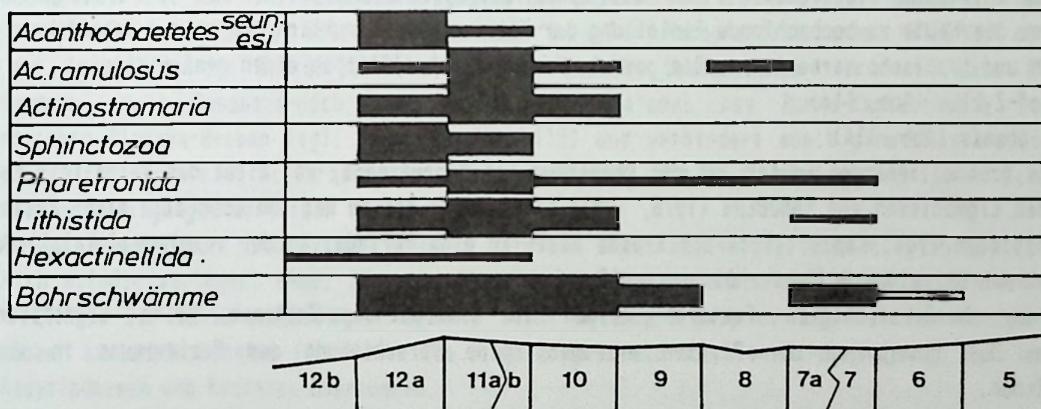
15.1.5. Scleractinia (Abb. 113)

Die beobachtete Korallenfauna lässt sich auf vier signifikante ökologische Bereiche verteilen.

a. In den hochenergetischen Riffkern-Bereichen (Reef Crest) werden vor allem Vertreter plattiger Korallen

- a. In den hochenergetischen Riffkern-Bereichen (Reef Crest) werden vor allem Vertreter plattiger Korallen (meandroid, cerioid) angetroffen, zementiert durch Algen und Foraminiferen (*Microsolena*-Biofazies).
- b. In den Reef Flat-Zonen (Fazieszone 10, 9) dominieren halbkugelige (z.T. plocoid), phaceloide und dendroide Formen, die allerdings kein ausgesprochenes Gerüst bilden. Die Korallen sind weitgehend an stabile Böden, z.T. frühdiagenetisch zementierte Sandböden gebunden.
- c. In den Fazieszonen 11b und 10 der Apt-Vorkommen (*Scleractinia/Toucasia*-Biofazies) dominieren dendroide Arten (*Cladophyllia*-Bafflestone), die an einen mikritischen Weichboden gebunden sind (Taf. 7, Fig. 1). Zementierende Algen werden nur selten beobachtet, ein weiterer Hinweis auf herabgesetzte Wellenenergie. Eine vergleichbare Fazies wird in den obertriassischen Kössener Schichten mit den *Thecosmilia*-Riffbänken zusammen mit Rudisten-ähnlichen Megalodonten beobachtet (FABRICIUS 1966).
- d. Vollkommen vom Environment der Plattform-Korallen weichen die Korallen der *Mesorbitolina*/*Scleractinia*-Biofazies (Fazieszone 8) ab (Abb. 13; Taf. 1, Fig. 1, 3). Die hier beobachteten Korallen sind ausnahmslos solitär. Es dominieren kleine hornförmige (trochoid, ceratoid) Formen, die in einem sandigen siltigen Weichboden stecken. Die Korallen können kleine Riff-Knollen (Patches) von wenigen Dezimeter Größe bilden, werden aber in der Regel als isolierte Individuen beobachtet. Neben den kleinen Hornkorallen können scheibenförmige (discoid, cycloid) Korallen beobachtet werden, die auf dem Sediment liegen. Bei beiden Gruppen wird keine Zementation durch irgendwelche Organismen beobachtet. Aufgrund der Faziesanalyse können diese Korallen eventuell als "ahermatyp" bezeichnet werden.
- Die Korallen-Gemeinschaften des Apts und des Albs sind sehr ähnlich. In den untersuchten Cenoman-Plattformen werden koloniebildende Korallen nur in Verbindung mit den *Caprina*-Mounds beobachtet.

Spongien



Scleractinier-Morphotypen

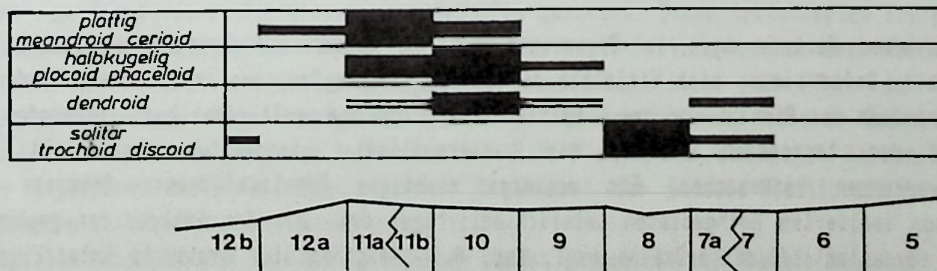


Abb. 112 ökologische Verbreitung der Spongien in den Alb-Karbonat-Build Ups

Abb. 113 ökologische Verbreitung der Morphotypen der Scleractinier in den Apt-, Alb- und Cenoman-Karbonat-Build Ups

15.2. Zusammenfassung der Ursachen der Organismenverschiebung innerhalb des Basko-Kantabrischen Beckens. (Abb. 114)

Verlagerungen bzw. Änderungen von Organismen-Gemeinschaften können entweder lateral innerhalb unterschiedlicher Fazieszonen erfolgen oder vertikal in der Zeitlinie. Aufgrund des in der Regel diachron verlaufenden Fazieswechsels auf den Plattformen ergibt sich meist eine Kombination beider Möglichkeiten. Die Frage ist nun, welche Faktoren die Veränderungen in der Biomasse verursachen und ob sich eindeutige Wechselwirkungen von bestimmten Faktoren auf die Veränderungen bei bestimmten Organismengruppen erkennen lassen. Voraussetzung für eine solche Untersuchung sind gleiche übergeordnete Rahmenbedingungen innerhalb des untersuchten Zeitraums. Darunter wird in erster Linie das Klima, der konstante Chemismus des Meerwassers und die Position der Lithosphären-Platten im betroffenen Zeitraum verstanden.

15.2.1. Limitierende Faktoren höherer Ordnung

a. Position der Lithosphären-Platten (Abb. 115)

Die Lage der großen Platten hat sich innerhalb des untersuchten Zeitraums nur gering verändert. Der unterkretazische Riffgürtel bleibt in seiner Position weitgehend konstant (COATES 1973, COOGAN 1977).

b. Klimatische Bedingungen (Abb. 114, 115)

Nach FISCHER (1983) lassen sich für das gesamte Phanerozoikum zwei verschiedene Großklima-Typen unterscheiden. Er unterscheidet sogenannte "Icehouse"- und "Greenhouse"-Perioden, die von der Existenz ausgedehnter Eiskappen an den Polen gesteuert werden. Es handelt sich dabei um Zyklen 1. Ordnung. In Zeiten ohne Eiskappen ("Greenhouse") muß mit einem ausgeglicheneren Klima auf der Erde gerechnet werden, ohne die heute zu beobachtende Einteilung der Klimazonen. Vermutlich gab es nur temperierte kühle Zonen und tropische warme Zonen. Die gesamte Kreide-Epoche fällt in einen gemäßigten "Greenhouse"-Zyklus (Abb. 114).

c. Meerwasser-Chemie (Abb. 114)

Ein weitere kontrollierender Faktor ist der Chemismus des Meerwassers, vor allem das Verhältnis Mg/Ca, das nach den Ergebnissen von SANDBERG (1975, 1983) nicht immer gleich war und ebenfalls einen Zyklus 1. Ordnung darstellt (vgl. Kap. 11.5.). Die Kreide fällt in eine Periode, in der vorwiegend Kalzit-Doide gebildet wurden bei einem Mg/Ca-Verhältnis von 2 ; 1.

Die drei hier berücksichtigten Faktoren zeigen im Untersuchungs-Zeitraum keine signifikanten Veränderungen. Die Bewegungen der Platten erzeugen keine Verschiebung des Faziesraums in andere ökologische Zonen.

15.2.2. Limitierende Faktoren niederer Ordnung (Abb. 114)

Die hier beobachteten Veränderungen im Organismen-Spektrum müssen auf Ereignisse niederer Ordnung zurückzuführen sein. Dafür bieten sich mittelbar die geodynamischen Prozesse an den entstehenden Ozeanen bzw. Kontinentalrändern der Biskaya und des Nordatlantik an, die die unmittelbar beeinflussenden Faktoren wie die Menge des terrigenen Inputs, die Wasserqualität, -temperatur, -salinität und die Meeresspiegelschwankungen verursachen. Ein weiteres wichtiges Resultat dieser Prozesse ist die Bereitstellung von isolierten Hochgebieten unterschiedlichster Art. Aus der Analyse der geodynamischen Entwicklung des Nordatlantik/Biskaya-Ozeans (vgl. Kap. 8.5.) ergeben sich bestimmte Entwicklungsphasen, die erheblichen Einfluß auf die Entwicklung der basko-kantabrischen Strike Slip Fault-Beckensysteme haben,

und die durch die oben genannten Faktoren insbesondere die Karbonatplattform-Entwicklung steuern.

15.2.3. Einzelereignisse (Abb. 114)

a. Wealden (Tithon-Oberbarreme) (Abb. 11)

Die Megasequenz 1 der Kreide-Entwicklung im Basko-Kantabrischen Becken beginnt mit zum größten Teil kontinentalen Sedimenten über marinem Jura und repräsentiert eine Zeit erheblicher tektonischer Aktivität an den Transcurrent-Störungen verbunden mit einer erheblichen, allerdings regional unterschiedlichen Subsidenz (Abb. 116). Karbonatplattformen werden im Bereich der Strike Slip Fault-Becken nicht beobachtet, mit Ausnahme weniger Bryozoen-Bänke (PUJALTE 1981, REITNER & WIEDMANN 1982). Die Ursache liegt vermutlich in einer verstärkten SE-Drift der Iberischen Platte, die sich vor allem an den Transcurrent-Störungen dokumentiert, im vorliegenden Fall an der LTcS mit der Anlage des Santander-Beckens. An den "normalen" Grabenrändern der Biskaya finden sich bereits ausgedehnte Karbonatplattformen (vgl. REITNER & WIEDMANN 1982). Die Plattformen sind vermutlich an isolierte Basement-Hochs gebunden (z.B. Meriadzek-Hoch). Im Basko-Kantabrischen Becken wird eine Plattform-Bildung durch die hohen Sedimentationsraten und das terrigene Milieu verhindert.

b. Bedoule-Plattformen (Abb. 114)

Eine Änderung der Bedingungen erfolgt an der Wende Barreme/Apt (1. biosedimentäres System nach PASCAL 1982a). Der terrigene Input, insbesondere der grobklastischen Anteile, nimmt ab. Verbunden damit ist auch ein Rückgang der Sedimentationsraten. Die Folge ist eine Transgression im Bereich des Basko-Kantabrischen Beckens (vgl. Abb. 114) und des Santander-Beckens. Die tektonische Aktivität ist gering und beschränkt sich auf eine langsame Absenkung der gesamten Strike Slip Fault-Beckensysteme. Auf den flachen Schelfen kommt es zur Bildung sogenannten "unreifer" Karbonatplattformen (WIEDMANN et al. 1983) und zur Isolierung der Becken-Bereiche. Das in der 1. tektonischen aktiven Phase ("Wealden") entstandene große Basement-Hoch, das Biskaya-Hoch, trennt das Basko-Kantabrische Becken vom eigentlichen Biskaya-Graben (vgl. Kap. 10; Abb. 118) und verhindert somit einen Wasseraustausch. In dem Becken etablieren sich Schwarzschiefer-artige Sedimente, die reich sind an terrigenem $CaCO_3$ und z.T. hypersaline Bedingungen aufweisen (PASCAL 1979).

Die Karbonatplattformen sind extrem zyklisch aufgrund eines weitverbreiteten klastischen Intertidals, das sich ständig verlagert (Abb. 86; vgl. Kap. 13.1.). Die Karbonate sind reich an tonigem Rückstand (15 - 20 %). Die Wasserqualität war deshalb nicht besonders gut, so daß sich nur wenige hermatypische Organismen ansiedeln konnten (Abb. 86). Die biogene Karbonatproduktion wird in dieser Zeit überwiegend von Dasycladaceen und Rudisten übernommen.

c. Gargas-Ereignis (Abb. 114, 117)

Eine grundsätzliche Umgestaltung des gesamten Karbonatplattform-Milieus erfolgt im Gargas (Mittelapt). Infolge erheblicher tektonischer Aktivitäten kommt es hier zu einem erneuten Maximum des terrigenen Inputs, der die Küstenschelf-Plattformen des Bedoules zerstört. Diese tektonischen Ereignisse fallen mit der Trennung der Lithosphären-Platten im Bereich des Nordatlantiks und der West-Biskaya (vgl. Kap. 8.5., 10) und damit einer verstärkten Bewegung der Iberischen Platte nach SE an den Transcurrent-Störungen zusammen. Folge dieser Ereignisse ist die Anlage von Basement-Hochs im Basko-Kantabrischen Becken, auf denen sich im weiteren Verlauf echte Riff-Plattformen mit hohen Karbonatgehalten und hermatypischen Organismen ansiedeln. Die typischen Organismen der Bedoule-Plattformen werden auf die inneren Bereiche der Inselplattformen verdrängt.

Die prinzipielle Faziesabfolge auf den Plattformen bleibt jedoch bis ins Oberalb erhalten.

d. Clansay/Unteralb (Abb. 114, 118)

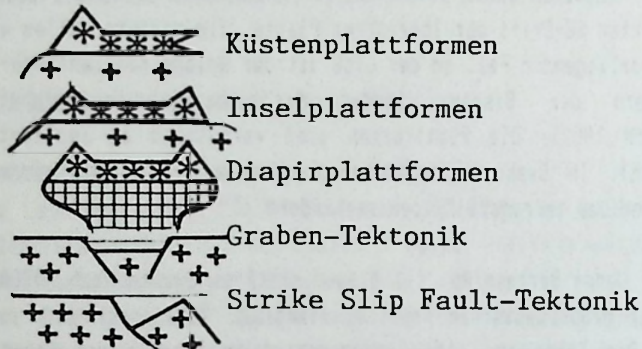
Innerhalb dieses Zeitraums nimmt der terrigene Input ab, so daß sich an den Küstenbereichen wieder Plattformen ansiedeln können. In dieser Zeit wird die maximale Ausdehnung der Plattformen des Basko-Kantabrischen Beckens beobachtet.

Es kommt zum Auftreten völlig neuer Organismen-Gruppen wie z.B. der Flora Vimport und die Rolle der Gerüstbildner im Coralgall-Frame wird von den krustösen corallinen Rotalgen übernommen.

Auffällig ist das vollständige Fehlen von Karbonatplattformen am Nordschelf der Biskaya seit dem Gargas (REITNER & WIEDMANN 1982). Aufgrund des Gargas-Ereignisses kommt es hier zu einer Änderung der

Abb. 114 Zusammenfassung der Daten über die Zyklen 1. und 2. Ordnung, die Verbreitung und Häufigkeit faziessensitiver Organismen, die unterschiedliche Art der Karbonat-Plattformen bzw. -Build Ups und die tektonische Ereignisse im Nordatlantik, der Biskaya, der Pyrenäen und im Basko-Kantabrischen Becken.

SB = Santander-Becken
 LTcS = Llanes-Transcurrent-Störung
 BTcS = Biskaya-Transcurrent-Störung
 ATcS = Asturische Transcurrent-Störung
 NAG = Nordatlantik-Graben
 BG = Biskaya-Graben
 BKB = Basko-Kantabrisches Becken
 PYO = Pyrenäen-Ozean
 öBO = östlicher Biskaya-Ozean
 NAO = Nordatlantik-Ozean
 WBO = Westlicher Biskaya-Ozean
 NNO = Nördlicher Nordatlantik



Beckenfazien:

Kontinentale und deltaisiche Sedimente
 feinklastische marine Sedimente
 Coccolithen/Radiolarien/Foraminiferen-Mergel
 Becken-Karbonate z.T. Turbidite



hydrodynamischen Bedingungen. Nach LETOLLE et al. (1979) kommt es ab dieser Zeit zu einer merklichen Abkühlung des Meerwassers, außerdem muß an Teilen des Nordschelfs mit beginnenden Upwelling-Prozessen gerechnet werden, belegt durch häufigen Phosphorit (GRACIANSKY et al. 1979). Aus diesem Grund kann in den betroffenen Gebieten nicht mehr mit Riffbildungen gerechnet werden.

Im Basko-Kantabrischen Becken wird dieser Wechsel in den hydrodynamischen Prozessen aufgrund seiner isolierten Position noch nicht dokumentiert.

e. Mittelalb-Ereignis (Abb. 11, 12, 23, 114)

Im Basko-Kantabrischen Becken kommt es zu Beginn der Megasequenz 2 zu einer erneuten Umgestaltung des Beckens durch eine erhebliche tektonische Aktivität an der BTcS und dem südöstlichen Teil der LTcS. Vermutlich trennen sich in dieser Zeit die Lithosphären-Platten im Bereich der östlichen Biskaya und in den Pyrenäen (vgl. Abb. 6). Die Folge sind erhebliche Abschiebungen der Basement-Hochs und ein Progradieren großer Delta-Systeme aus der Utrillas-Fazies der südlichen Meseta (vgl. Kap. 10). Verbunden mit den Abschiebungen erfolgte die erste größere Phase der Aufdonung des Keuper-Salzes (vgl. Kap. 10).

Die unmittelbare Folge dieses Ereignisses ist ein Absterben der Urgon-Plattformen durch Auftauchen der Plattformen, verursacht durch eine verstärkte Kippung der Basement-Hochs durch die progradierenden Delta-Systeme und ein Zerbrecen der Plattformen mit verbundener Absenkung. Riff-Karbonatplattformen finden sich nur noch an den Rändern des Biskaya-Hochs, das aufgrund seiner Größe und Position nicht vollständig von den dehnungstektonischen Ereignissen erfasst wird (vgl. Kap. 11.6., 15.3.). In den Delta-Bereichen siedeln sich wieder Rudisten-Plattformen vom Bedoule-Typ an, allerdings von erheblich geringerer Ausdehnung (Landa-Plattform Mittelalb: vgl. Kap. 11.2.).

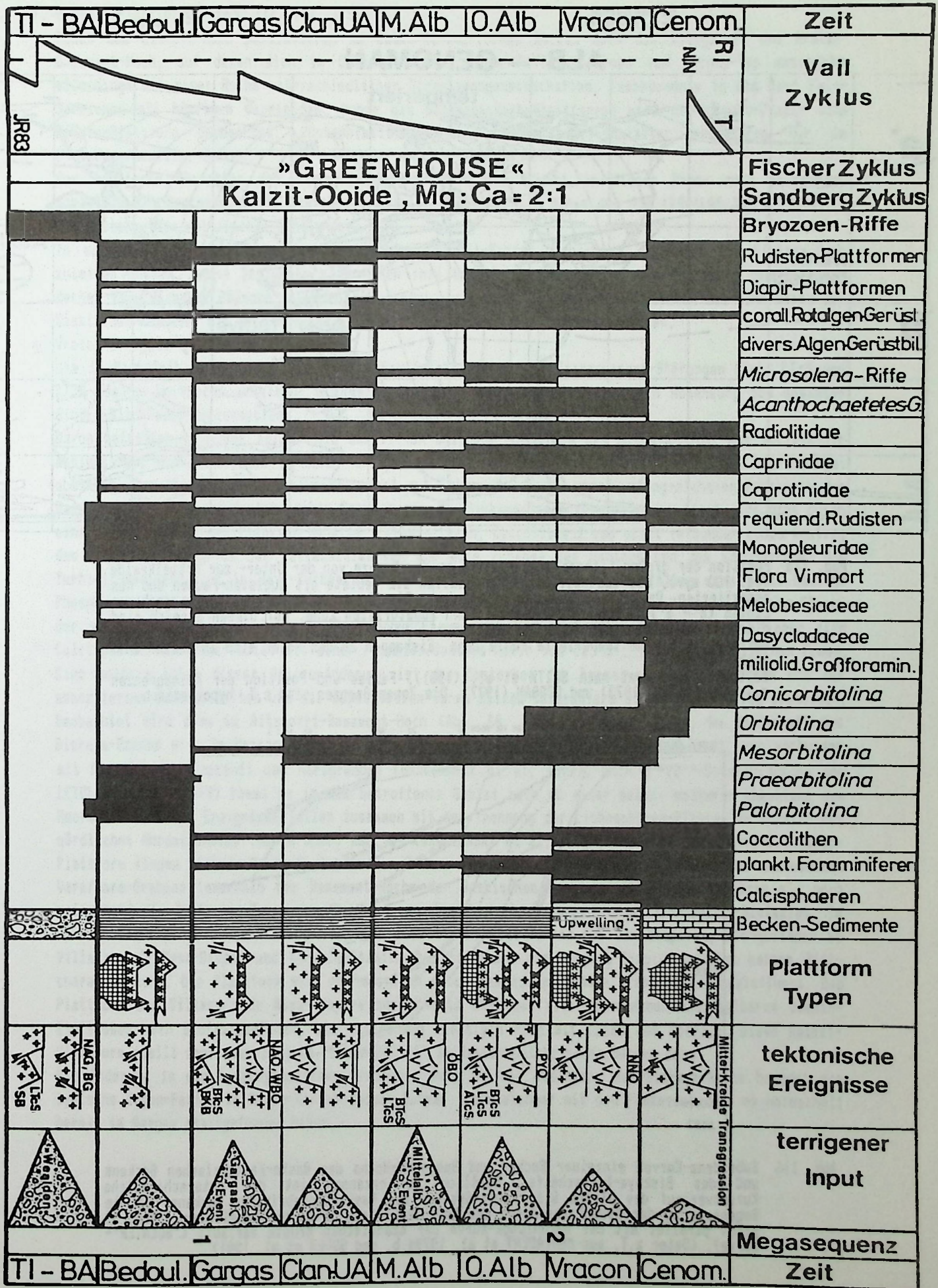


Abb. 114

ALB – CENOMAN

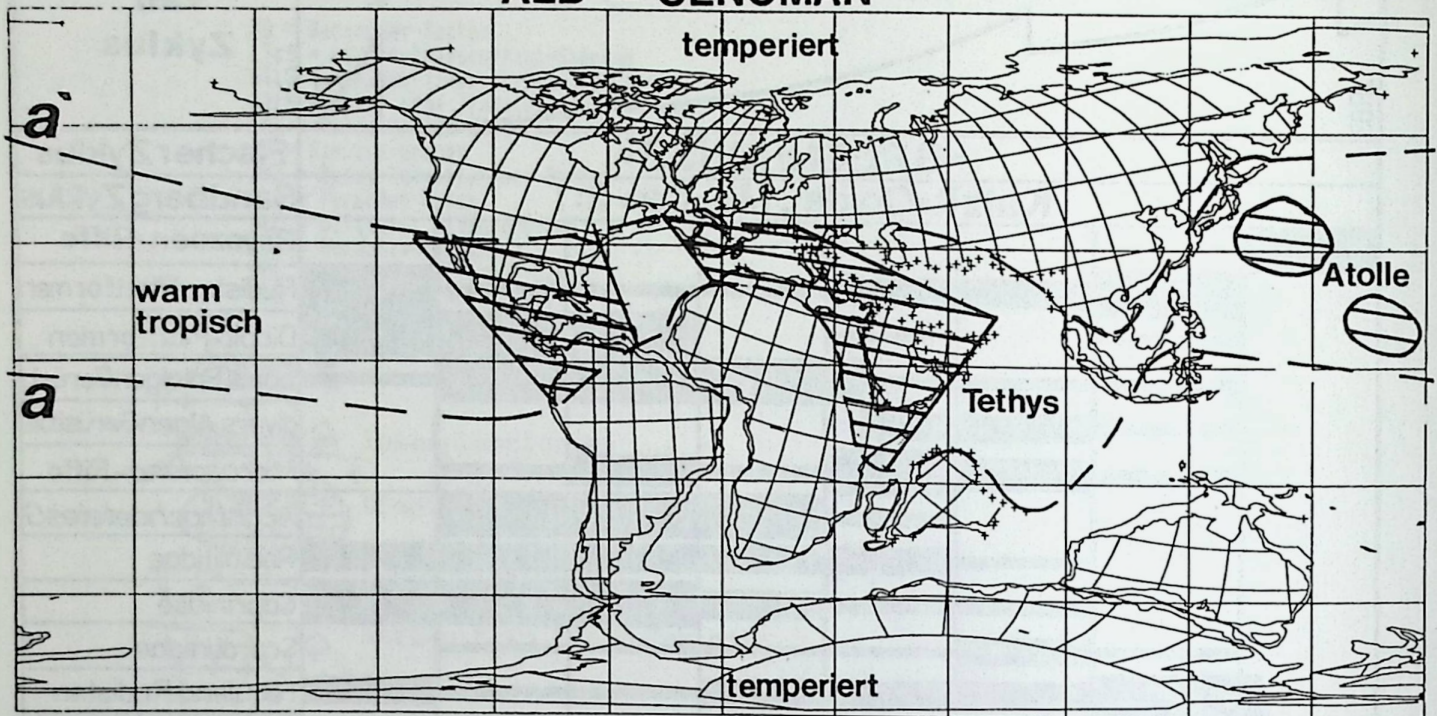


Abb. 115 Position der großen Lithosphären-Platten an der Grenze von der Unter- zur Mittelkreide (ca. 100 myr). Die gestreiften Felder stellen die Gebiete mit Rudisten-Faunen und den assoziierten Organismen-Gemeinschaften dar. Die Zone zwischen den unterbrochenen Linien (a - a') entspricht der tropischen äquatorialen Zone. Auf diesen Bereich sind die Riff-Vorkommen mit Rudisten beschränkt. Nördlich und südlich dieser Warm-Zone befindet sich eine temperierte kühle Zone. Eiskappen an den Polen sind in dieser Zeit nicht vorhanden. Weltkarte verändert nach SMITH et al. (1981), Fazies und Position der Klimagrenzen z.T. aus COATES (1973) und COOGAN (1977). Die Zonen-Grenzen sind z.T. hypothetisch.

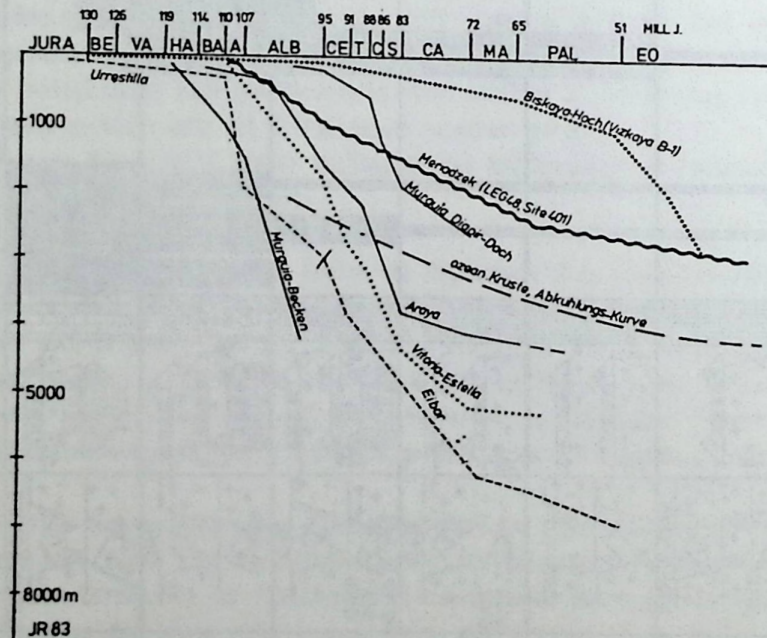


Abb. 116 Subsidenz-Kurven einzelner Becken und Basement-Hochs des Basko-Kantabrischen Beckens und des Biskaya-Nordschelfs. Deutlich zu erkennen ist der unterschiedliche Kurvenverlauf des Strike Slip Fault-Systems des Basko-Kantabrischen Beckens, der im Gegensatz zu der Absenkungs-Kurve des Meriadzek-Plateaus am Nordschelf (vgl. Abb. 4) nicht parallel mit der Abkühlungs-Kurve der ozeanischen Kruste verläuft ("SCLATER"-Kurve). (Daten z.T. aus MONTADERT et al. 1979a,b, und SOLER et al. 1981)

f. Oberalb-Plattformen (Abb. 114, 117, 119)

Neben dem Biskaya-Hoch persistieren im Basko-Kantabrischen Becken noch das Aitzgorri- und Aralar-Basement-Hoch, auf denen sich im Oberalb wieder echte Riffplattformen vom Gargas-Typ ansiedeln, allerdings mit einer Reihe unterschiedlicher Organismengemeinschaften, insbesondere in den Reef Falt-Bereichen mit häufigen Capriniden. Neben den Basement-Hoch-Plattformen wird an Murguía-Diapir eine Diapir-Plattform beobachtet. Küstenplattformen ohne echten Riff-Charakter existieren nur im Santander/Comillas-Becken.

Der isolierte Charakter des Basko-Kantabrischen Beckens bleibt in dieser Phase noch weitgehend erhalten. Die Beckensedimente gleichen in vieler Hinsicht noch denen des Apt (AGUILAR TOMAS 1971a,b), mit Ausnahme des deltaischen Einflusses.

Im nördlichen Deva-Becken werden ausgedehnte Turbidit-Fazies beobachtet, die sich vom Biskaya-Hoch ableiten lassen. Diese Sedimente sind haben ihre Ursache in der beginnenden Absenkung des Biskaya-Hochs. Vergleichbare Phänomene finden sich jetzt auch an den Rändern der östlichen Basement-Hochs der Baskischen Massive, die ab dem Oberalb in einzelne Teile zerbrechen und absinken.

g. Vracon-Ereignis (Abb. 114, 117)

Die im Mittelalb einsetzende Strike Slip Fault-Tektonik an den Transcurrent-Störungen BTcS, LTcS und ATcS bleibt im Vracon erhalten. Die Tektonik äußert sich insbesondere durch Absenkung des gesamten Strike Slip Fault-Beckensystems.

Davon betroffen sind vor allem die nördlichen Basement-Hochs wie das Biskaya-Hoch, das vollständig absinkt und die baskischen Massive, die allerdings noch nicht vollständig unter den Meerespiegel absinken. Das Absinken des Biskaya-Hochs hat zur Folge, daß es zu einem umfangreicheren Austausch der Wassermassen des Basko-Kantabrischen Beckens mit dem Biskaya-Ozean kommt. Dokumentiert wird dies durch eine rapide Zunahme des Plankton-Gehalts (Foraminiferen, Coccolithen) und damit verbunden einen Anstieg des Karbonat-Gehalts in den Beckensedimenten und eine Zunahme des Benthos und des Endobenthos. Die Turbidit-Sedimentation im Deva-Becken ist im Vracon weitgehend beendet. Auffällig sind jetzt häufige Phosphorit-Knollen und Hartgründe an den Nordrändern der verbleibenden Basement-Hochs und an den Slopes der submarinen Keupersalz-Diapire. Eng verbunden mit der Häufigkeit des Phosphorits ist immer eine Calcisphären/Packstone-Fazies mit einer Plankton/Benthos-Ratio von ca. 5 : 1 in relativ flachen Zonen. Eine weitere Folge dieser Milieu-Änderung ist das Absterben der hermatypen Rifforganismen und der assoziierten Gemeinschaften und die Substitution durch Milieu-tolerantere Gruppen, vor allem Crinoiden. Beobachtet wird dies am Aitzgorri-Basement-Hoch (Abb. 56, 119; vgl. Kap. 11.7.). Am Nordschelf des Biskaya-Ozeans wird im Vracon ebenfalls eine identische Crinoiden-Biofazies beobachtet, eng verbunden mit Phosphorit, Glaukonit und Hartgründen (GRACIANSKY et al. 1979). Nach $D^{18}O/D^{16}O$ -Untersuchungen von LETOLLE et al. (1979) kommt es in den betroffenen Gebiet auch zu einer meßbar weiteren Abkühlung des Meerwassers. Diese Ereignisse fallen zusammen mit der Trennung der Lithosphären-Platten im Bereich des nördlichen Nordatlantiks (Goban Spur; Abb. 6) (GRACIANSKY et al. 1982). Neben der Aitzgorri-Crinoiden-Plattform finden sich im Basko-Kantabrischen Becken Karbonatplattformen an den Rändern des absinkenden Vera/Sare-Grabens innerhalb der Basement-Hochs der Baskischen Massive. Allerdings besitzen sie noch weitgehend die Biofazies-Zonen des Oberalbs mit Ausnahme einer ausgedehnten *Microsolena*-Biofazies. Im Basko-Kantabrischen Becken finden sich nur noch kleine Plattformen auf den Diapiren, nachgewiesen an Villasana de Mena-Diapir und Murguía-Diapir. Die Plattform des Murguía-Diapirs besitzt keinen Riff-charakter mehr. Die Plattform wird nachweislich durch den aufbrechenden Diapir stark beeinflusst. Die Plattform des Villasana de Mena-Diapirs zeigt trotz des ebenfalls vorhandenen unmittelbaren Diapir-Einflusses noch Biofazies-Zonen, die weitgehend identisch sind mit denen des Oberalbs. Diese Relikt-Plattform stellt somit das jüngste "Urgon-Relikt" im Basko-Kantabrischen Becken dar.

Die Änderung in den hydrodynamischen Prozessen aufgrund des Absinkens des Biskaya-Hochs beendet die typische Urgon-Fazies im Basko-Kantabrischen Becken, vergleichbar mit den Prozessen, die am Nordschelf bereit im Gargas stattgefunden haben.

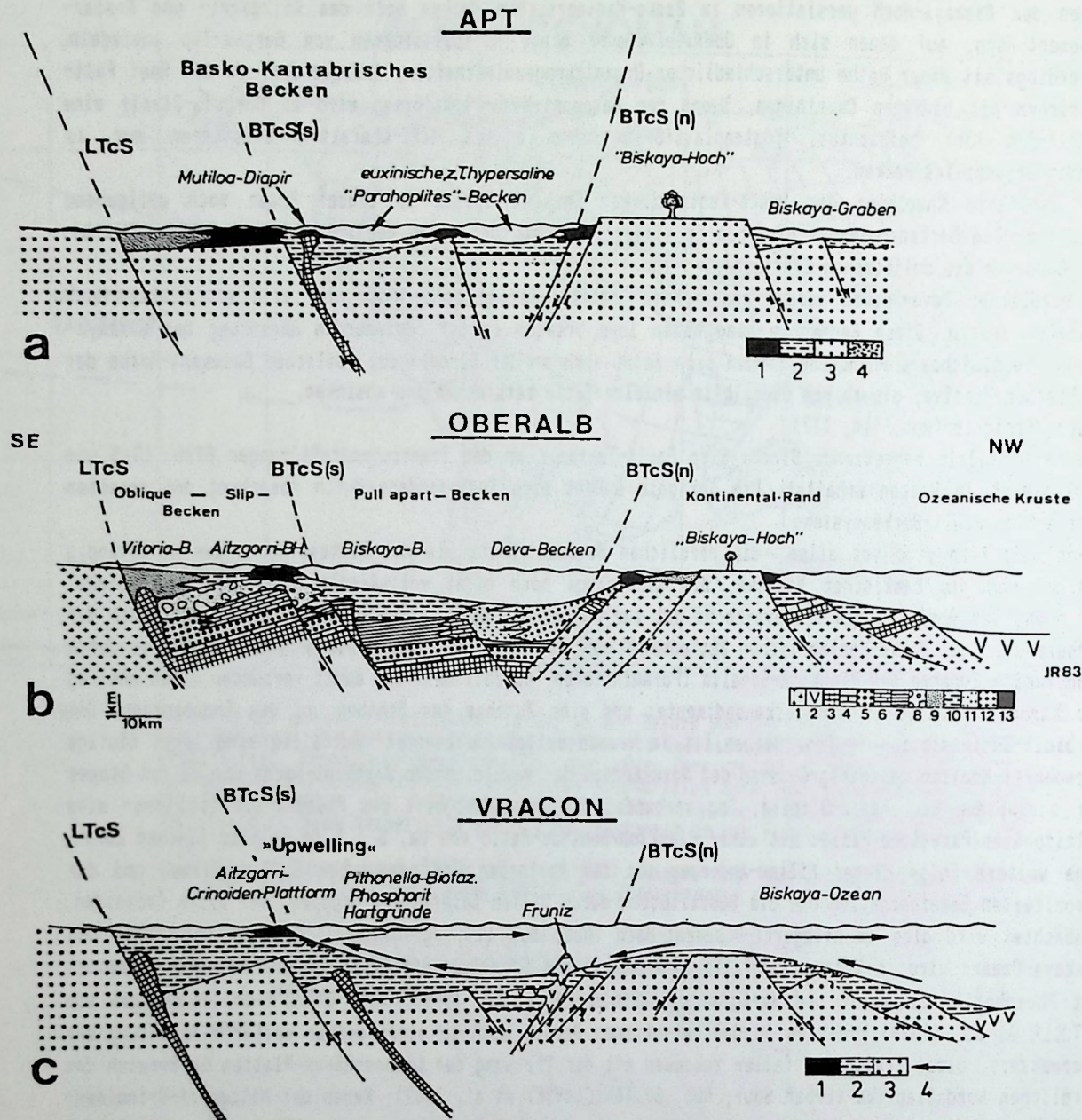


Abb. 117 Rekonstruierte, z.T. hypothetische Querschnitte durch das Basko-Kantabrische Becken und den Kontinentalrand zum Biskaya-Ozean. Die Schnitte basieren auf der Palinspastik, der Faziesanalyse, der Sedimenttransport-Analyse, der Subsidenz-Kurven, der reflexionsseismischen Daten von DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982) und unveröffentlichter Daten.

a. Mittelapt - Situation nach dem Gargas-Ereignis

1 - Karbonatplattformen, 2 - Beckenfazies, 3 - Präapt-Basement, 4 - Delta

b. Oberalb - Situation nach dem Mittelalb-Ereignis

1 - Kristallines Basement, 2 - Ozeanische Kruste, 3 - Trias, 4 - Jura, 5 - Unterkreide (Wealden), 6 - Apt (Urgon), 7 - Apt (Beckenfazies), 8 - Mittelalb-Delta, 9 - Oberalb-Delta, 10 - Mittel- und Oberalb (Prodelta-Tone), 11 - Mittel- und Oberalb (Beckenfazies von Deva), 12 - Mittel- und Oberalb (Turbidit-Fans von Deva und Arminza), 13 - Karbonatplattformen

c. Vracon - Situation nach Absinken des Biskaya-Hochs und der damit verbundenen Änderung des Strömungssystems mit Upwelling-Erscheinungen an den Nordflanken der Basement-Hochs und der Diapire. In diese Zeit fällt vermutlich auch der erste submarine Vulkanismus im Biskaya-Pullapart-Becken.

1 - Karbonatplattformen, 2 - Beckenfazies, 3 - Prävracon-Sedimente, 4 - Strömungen

h, Mittelkreide-Transgression (Cenoman) (Abb. 114, 120)

Der endgültige Umschwung zu karbonatreichen Beckensedimenten erfolgt an der Grenze Unter-/Mittelcenoman (*R. reichelti*-Zone), Verbunden damit ist die beginnende Transgression auf die Bereiche der iberischen Meseta. Die Ursache liegt vermutlich in den hohen Spreading-Geschwindigkeiten im Atlantik (ca. 3 cm/a) und im relativ jungen Alter der Kontinental-Ränder. Dies hat zur Folge, daß die ozeanische Kruste und die Rücken aufgrund ihrer geringen Abkühlungsstufe (vgl. SCLATER-Kurven; Abb. 116) relativ nahe der Wasseroberfläche liegen. Die Wassermassen der Ozeane werden aus diesem Grund über die Kontinentalränder hinaus verdrängt.

Das gesamte Basko-Kantabrische Becken wird jetzt endgültig Teil des südlichen Kontinentalrandes der Biskaya. Innerhalb des Beckens entsteht ein vulkanischer Bereich, vermutlich mit Seamounts. Die Diapire des Alb bleiben in der photischen Zone. Zusätzlich beobachtet wird noch der Aufstieg des Guernica-Diapirs (Abb. 120).

Unmittelbare Folge der Transgression ist die Entstehung von ausgedehnten Karbonat-Plattformen ohne echten Riff-Charakter. Die Plattform-Bereiche auf der südlichen Meseta sind charakterisiert durch miliolide Großforaminiferen (Praealveolinen), die im Cenoman als neues Faunen-Element auftreten. In den westlichen Plattformen bei Comillas/Santander werden diese Foraminiferen nicht beobachtet. Plattformen innerhalb des Basko-Kantabrischen Beckens sind an weiter in der photischen Zone existierenden Diapire, Seamounts und Basement-Hochs gebunden. Die Biofazies auf diesen Strukturen entsprechen denen auf der südlichen Meseta. Echte Riffplattformen werden nicht beobachtet. Die Ursachen sind allerdings unklar. Vermutlich spielen der auf der Meseta-Plattform ständig vorhandene terrigene Einfluß, Salinitäts-Schwankungen und ein großer Tiden-Hub eine wichtige Rolle. Vor allem die terrigenen Sedimente sind offensichtlich auch auf den Diapir-Plattformen das Biofazies-bestimmende Kriterium.

15.3. Paläogeographischen Zusammenfassung (Abb. 118, 119, 120)

Die hier vorgestellten paläogeographischen Karten wurden auf der Grundlage der palinspastischen Karte (Abb. 10a) erstellt unter zusätzlicher Berücksichtigung aller verfügbaren faziellen Daten aus der Literatur.

- Abb. 118 Paläogeographische Karte des Apt-Unteralb nach dem Gargas-Ereignis
 1 - Beckenfazies, z.T. euxinisch und hypersalin, 2 - Urgon-Plattform von Santander/Comillas mit requieniden Rudisten, Großforaminiferen und Korallen, 3 - Riff-Fazies an den Rändern der Plattformen, 4 - Lagunen-Fazies hinter den Riffen, 5 - intertidale, strandnahe und deltalische Fazies, 6 - kristallines Basement, 7 - requienide Rudisten, 8 - Scleractinier, 9 - Orbitolinen, 10 - Beckenfauna, z.T. Ammoniten
 Abkürzungen siehe Abb. 10a
 Daten zusammengestellt aus RAT (1959), PASCAL (1982), RAMIREZ DEL POZO (1971) und eigenen Ergebnissen
- Abb. 119 Paläogeographische Karte des Oberalb/Vracon nach dem Mittelalb-Ereignis. Das Biskaya-Hoch (BH) ist bereits weitgehend abgesunken. Im nördlichen Biskaya-Becken nahe Bilbao (B) muß ab dem Vracon mit einem ersten Vulkanismus, gebunden an die BfCS (n) gerechnet werden.
 1 - kristallines Basement, 2 - tidaldominiertes Delta, 3 - Slope-Channels mit Konglomeraten und Debris Flows, 4 - tonig-mergelige Beckenfazies, 5 - Turbidit-Fächer, 6 - Karbonate des inneren Plattform-Bereiche, 7 - Riffkalke, 8 - requienide Rudisten, 9 - Capriniden, 10 - Radioliten, 11 - Scleractinier, 12 - Orbitolinen
 Abkürzungen siehe Abb. 10a
- Abb. 120 Paläogeographische Karte des Mittel-Obercenomans nach dem Absinken des Biskaya-Hochs. Das Basko-Kantabrische Becken wird endgültig in das hydrodynamische System des Biskaya-Ozeans integriert. Die Mittelkreide-Transgression erfährt im weiteren Verlauf die tektonisch stabilen Bereiche der Iberischen Meseta. Es lassen sich im Cenoman vier Plattform-Systeme unterscheiden:
 1. Meseta-Plattform mit ausgedehnten lagunären, inter- und supratidalen karbonatischen Fazieszonen. Die küstennächste Zone wird von einem silikoklastischen Bereich mit Austern-Biofazies gebildet.
 2. Comillas/Suances-Plattform mit einer flachsubtidalen Plattform mit Rudisten-Mounds, Onkoid- und Aggregatkorn-Fazies.
 3. Die Plattform der Baskischen Massive (BM) ebenfalls ohne Riff-Charakter. Sie ist nur schlecht dokumentiert. Die genaue Ausdehnung ist nicht bekannt.
 4. Diapir-, Seamount (?) - und Basement-Hoch-Plattformen innerhalb des Sasko-kantabrischen Beckens mit einer Biofazies, die der Meseta-Plattform entspricht.
 1 - Intertidale, bzw. strandnahe Austern-Fazies, 2 - Praealveolinen-Lagune, 3 - Prodelta-Silte von Villasana de Mena, 4 - Vulkanite, 5 - Debris Flows, 6 - Schuttfächer allgemein, 7 - kontinentale Fazies, 8 - Transportrichtungen, 9 - Capriniden, 10 - requienide Rudisten, 11 - Stromatoporen, 12 - Korallen, 13 - Orbitolinen
 Abkürzungen siehe Abb. 10a
 Daten zusammengestellt aus FLOQUET (1982), BÖSS (1982), FEVILLEE (1967, 1971) und eigenen Ergebnissen

OBERALB-VRACON

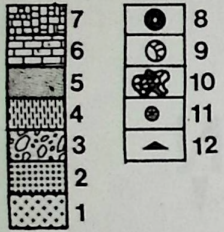
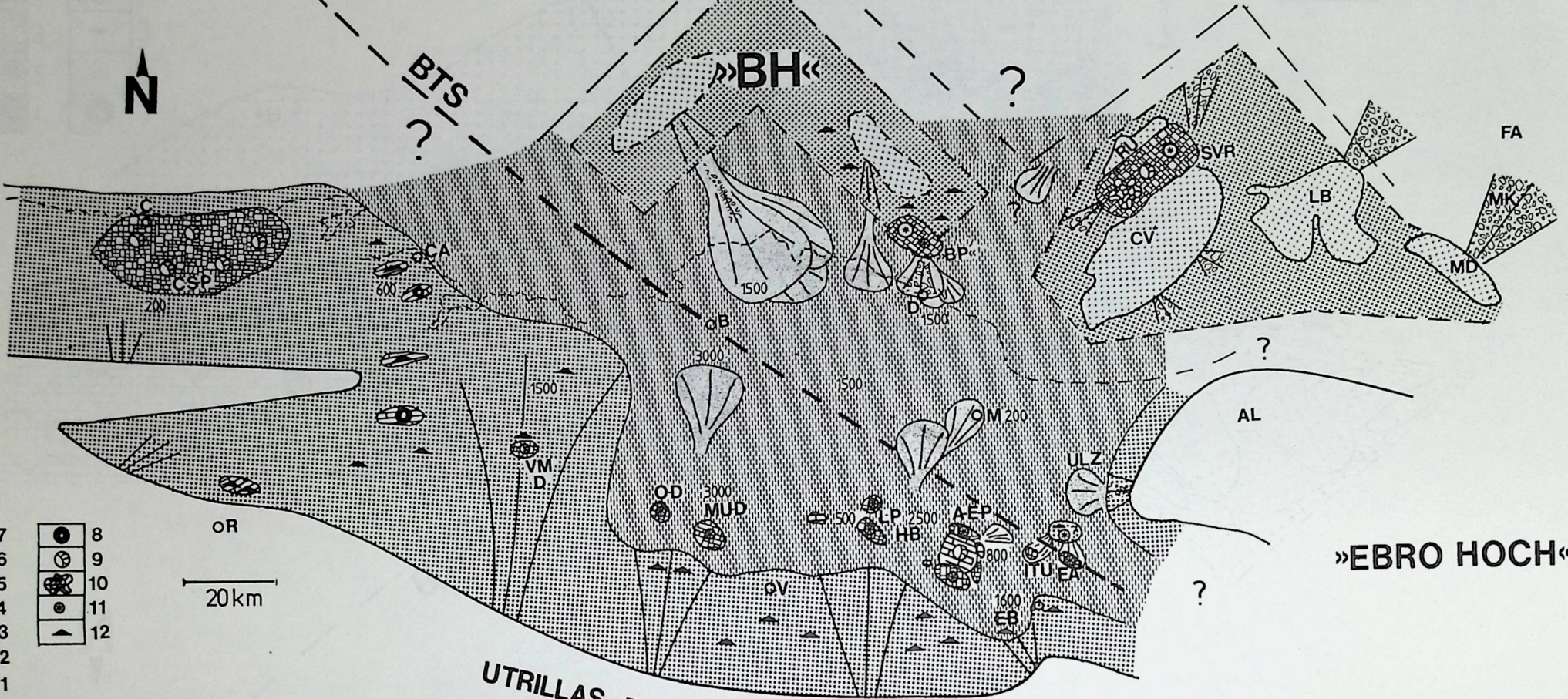


BTS
?

»BH«

?

FA



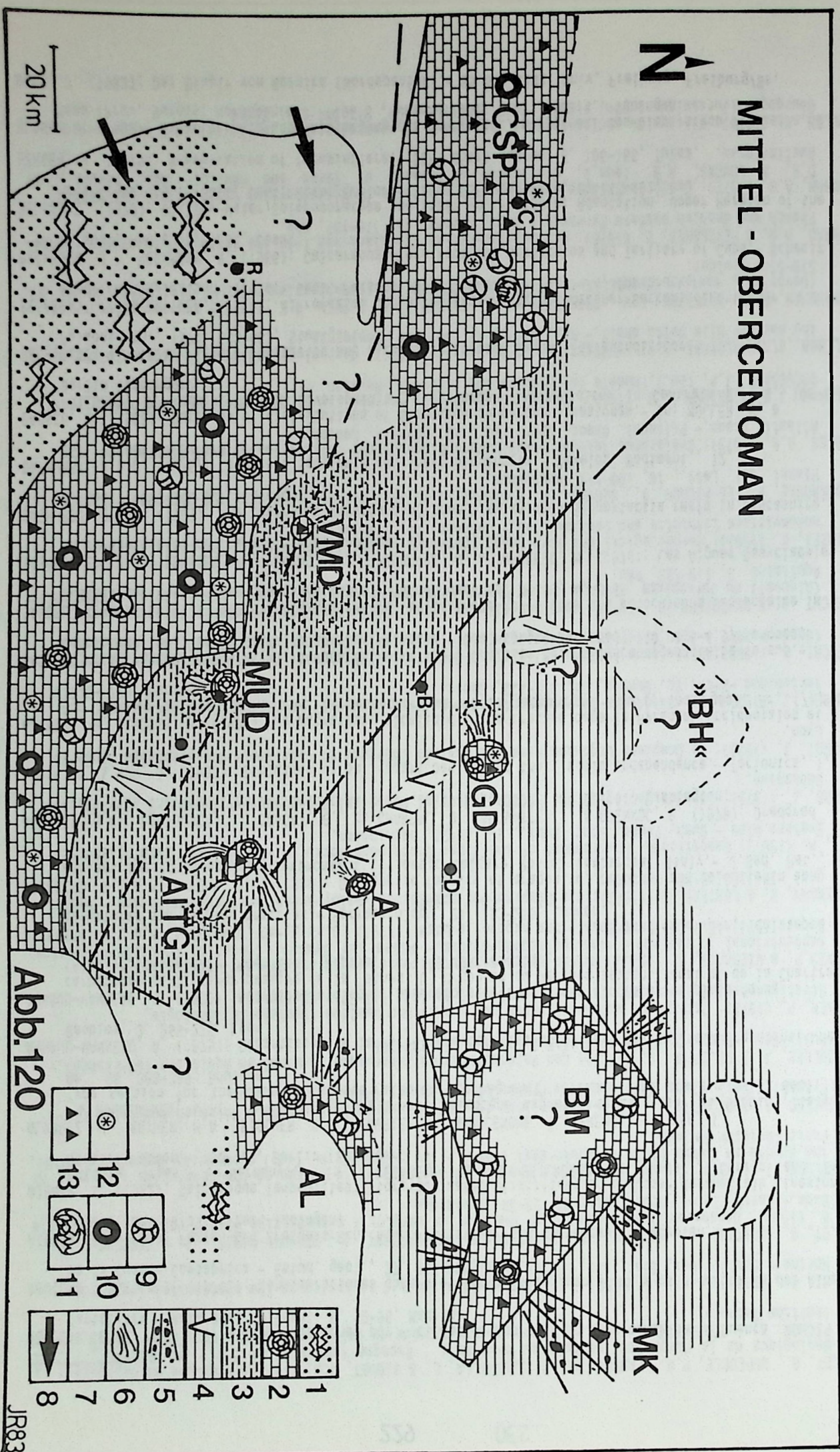
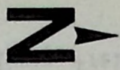
20km

UTRILLAS FLÜSSE

»EBRO HOCH«

Abb.119

MITTEL - OBERCENOMAN



20 km

Abb. 120

1				
2				
3				
4				
5				
6				
7				
8				

JR83

16. Literatur

- AGUILAR TOMAS, M.J. (1971a): Correlaciones por "ciclos de aportes" en el Albense de la Cuenca Cantábrica.- *Acta Geol. Hispan.*, 6, 92-96, Madrid.
- AGUILAR TOMAS, M.J. (1971b): Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica.- *Estud. geol.*, 27, 325-334, Madrid.
- AIGNER, T. (1980): Fazies und Ereignis-Schichtung im Mittel- und Obereozän von Ägypten.- 174 S., unveröffentl. Dipl. Arbeit Tübingen.
- AIGNER, T. (1982): Calcareous Tempestites: Storm-dominated Stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany).- In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.), *Cyclic and Event Stratification*.- 180-198, Berlin (Springer).
- ALVAREZ, W., ARTHUR, M.A., FISCHER, A.G., LOWRIE, W., NAPOLENDONE, G., PREMOLI-SILVA, I. & ROGGENTHEN, W.M. (1977): Upper Cretaceous Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. V. Type section for the Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale.- *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 383-389, Boulder.
- ARNAUD-VANNEAU, A. (1979): Répartition de la Microfaune dans les différents Paléomilieux Urgoniens.- *Mém. Géobios*, 3, 255-275, Lyon.
- ARNAUD-VANNEAU, A. (1980): Micropaléontologie, paléotologie et sédimentologie d'un plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alps occidentales).- *Mém. Geol. Alpine*, 11, 1-874, Grenoble.
- ASSERETO, R.L.A.M. & KENDALL, Chr. G. St. C. (1977): Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias.- *Sedimentology*, 24, 153-210, London.
- ASSERETO, R.L.A.M. & FOLK, R.L. (1980): Diagenetic fabrics of aragonite, calcite, and dolomite in an ancient peritidal-spelean environment: Triassic Calcare Rosso, Lombardia, Italy.- *J. Sed. Pet.*, 50, 371-394, Tulsa.
- AUFFERT, G.A., PASTOURET, L., CASSAT, G., de CHARPAL, D., GRAVATTE, J. & GUENNDIC, P. (1979): Dredged rocks from the Armorican and Celtic margin.- *Init. Rep. DSDP*, 48, 99-101, Washington.
- AYDIN, A. & NUR, A. (1982): Evolution of pull-apart basins and their scale independence.- *Tectonics*, 1, 91-105, Washington.
- AZAMORE, B. & ROSSY, M. (1976): Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans le Pyrénées occidentales et d'Arc basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique.- *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 18, 1725-1728, Paris.
- BADILLO, J.M., GARCIA-MONDEJAR, J. & PUJALTE, V. (1983): Analisis del "Flysch negro" (Albense sup.- Cenomanense inf.) en la Bahía de Arminza, Viscaya.- *Com. Congr. Nac. Sed.*, 10, 4.6-4.9, Menorca.
- BANDEL, K. & MEYER, D.E. (1975): Algenriffkalke, allochthone Riffblöcke und autochthone Beckenkalke im Südtteil der Rheinischen Eugeosynklinale.- *Mainer geowiss. Mitt.*, 4, 5-65, Mainz.
- BASSOUILLET, J.P., BERNIER, P., CONRAD, M.A., DELOFFRE, R. & JAFFREZO, M. (1978): Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé.- *Mém. Géobios*, 2, 1-330, Lyon.
- BATHURST, R.G.C. (1959): The cavernous structure of some Mississippian Stromatolite reefs in Lancashire.- *J. Geol.*, 67, 506-521, Chicago.
- BATHURST, R.G.C. (1975): Carbonate Sediments and their Diagenesis.- *Develop. Sediment.*, 12, 1-658, (2. Aufl.) Oxford (Elsevier).
- BAUSCH, W. (1968): Outlines of distributions of Strontium in marine limestones.- In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. (eds.), *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Centrale Europa*, 106-115, Berlin (Springer).
- BECHSTADT, T. (1974): Sind Stromatolite und radialaxial-fibröser Zement Faziesindikatoren?.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1974, 643-663, Stuttgart.
- BECHSTADT, T. & MOSTLER, (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols.- *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 4, 1-74, Innsbruck.
- BECKMANN, J.P., BECKMANN, R. (1956): Calcareous Algae from the Cretaceous and Tertiary of Cuba.- *Schweiz. Paläont. Abh.*, 85, 1-45, Basel.
- BELKA, Z. (1979): Shallow-Water Solenoporaceae and their environmental Adaptation, Upper Permian of the Holy Cross Mts.- *Bull. Cent. Rech. Explor.- Prod. ELF Aquitaine*, 3, 443-452, Pau.
- BERGER, W. (1979): Preservation of foraminifera.- *SEPM Short Course*, 6, 105-155, Tulsa.
- BLANK, R. (1983): Stratigraphie und Entwicklung der Oberkreide im Westteil des Diapirs von Villasana de Mena (Prov. Burgos, Nordspanien).- 106 S., Unveröffentl. Dipl. Arbeit., Tübingen.
- BÖSS, J. (1983): Der Diapir von Gernika (Nordspanien).- 99 S., Diss. Univ. Freiburg, Freiburg/Br.

- BDILLOT, G., DUPEUBLE, P.A., LAMBOY, M., d' OZOUVILLA, L. & SIBUET, J.C. (1971): Structure et histoire géologique de la Marge Continentale au Nord de l' Espagne (entre 4° et 9°). - In: DEBYSER, J., LE PICHON, X. & MONTADERT, L. (eds.), Histoire structurale du Golfe de Gascogne, 2, V6-1 - V6-52, Paris (édition Technip).
- BDILLOT, G., DUPEUBLE, P.A. & MALOD, J. (1979): Subduction and tectonics on the continental margin of Northern Spain.- *Mar. Geol.*, 32, 53-70, Amsterdam.
- BDILLOT, G., BRIMAUD, S., MAUFFRET, A., MOUGENOT, D., KORNPROBST, J., MERDIL-DANIEL, J. & TORRENT, G. (1980): Ocean-continent boundary of the Iberian margin: A serpentinite diapir west of the Galicia Bank.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 23-34, Amsterdam.
- BOURDULLEC, J. (1980): Sequential study of the top of the evaporitic series of the Lower Lias in a well in the Aquitaine Basin (AUCH 1) South-West France.- In: BUSSON, G. (ed.), *Evaporite Deposits*.- 29-31, Paris (édition Technip)
- BOURDULLEC, J. & DELOFFRE, R. (1976): Relations facies-environnement au Crétacé Moyen en Aquitaine (SW-France).- *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. ELF-Aquitaine*, 10/2, 535-583, Pau.
- BOURDULLEC, J. & DELOFFRE, R. (1982): Les Paléozoïques du Jurassique Terminal en Aquitaine (SW-France).- *Bull. Cent. Rech. Explor.- Prod. ELF-Aquitaine*, 6, 227-255.
- BRENNER, P. (1976): Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie).- *Palaeontogr.*, A, 152, 113-201, Stuttgart.
- BRENNER, P. & WIEDMANN, J. (1975): Nuevas aportaciones al conocimiento del "Weald" celtibérico septentrional y sus relaciones paleogeográficas.- *Actas Ier Syapos. Cretácico Cordillera Ibérica*, Cuenca 1974, 123-134, Cuenca.
- BRINKMANN, R. & LÖGTERS, H. (1967): Die Diapire der spanischen Westpyrenäen und ihres Vorlandes.- *Beih. geol. Jb.*, 66, 1-20, Hannover.
- BUTT, A. (1981): Depositional Environment of the Upper Cretaceous Rocks in the Northern Part of the Eastern Alps.- *Cush. Found. Spec. Publ.*, 20, 5-121, Washington.
- CAMPOS, J. (1979): Estudio geológico del Pirineo vasco al Oeste del Rio Bidasoa.- *Munibe*, 31, 3-139, San Sebastian.
- CANEROT, J. (1979): Le Complexe Urgonien dans les Chaines Ibérique et Catalane.- *Mém. Géobios*, 3, 45-56, Lyon.
- CANEROT, J. (1981): Le couloir de Décrochement Ibéro-Catalan (Espagne) Recherche d' un mécanisme tectonique.- *Arch. Sc. Genève*, 34, 417-422, Genève.
- CERCHI, A. (1979): Microfauna Aptiano-(?) Albiano dei Ciottoli Urgoniani della Formazione del Cixerri (Sardegna SW) e loro Interesse Paleogeografico.- *Riv. Ital. Paleont.*, 85, 353-410, Mailand.
- CERCHI, A. & SCHROEDER, R. (1979): *Koskinobullina* n. gen., Microorganisme en Colonie incertae sedis (Algues?) du Jurassique -Crétacé de la Région Méditerranéenne.- *Bull. Cent. Rech. Explor.- Prod. ELF-Aquitaine*, 3, 519-523, Pau.
- CHINZEI, K. (1982): Morphological and structural adaptations to soft substrates in the Early Jurassic mononyarians *Lithotia* and *Cochlearites*.- *Lethaia*, 15, 179-197, Oslo.
- CHOUKROUNE, P., LE PICHON, X., SEGURET, M. & SIBUET, J.-C. (1973): Bay of Biscay and Pyrenees.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18, 109-118, Amsterdam.
- COATES, A.B. (1973): Cretaceous Tethyan coral-rudist biogeography related to the evolution of the Atlantic Ocean.- *Palaeont. Assoc. Spec. Pap.*, 12, 169-174, London.
- COLEMAN, J.M. & WRIGHT, L.D. (1964): Modern river deltas; variability of processes and sand bodies.- In BROUSSARD, J.P. (ed.), *Models for Exploration*.- 99-149, Houston.
- COLEMAN, J.M., ROBERTS, H.H., MURRAY, S.P. & SALAMA, C. (1981): Morphology and dynamic sedimentology of the eastern Nile Delta shelf.- *Mar. Geol.*, 42, 301-326, Amsterdam.
- CONAGHAN, P.J., MOUNTJOY, E.W., EDGECOMBE, D.R., TALENT, J.A. & OWEN, D.E. (1976): Nubigrign algal reefs (Devonian), eastern Australia: Allochthonous blocks and megabreccias.- *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 87, 515-530, Boulder.
- CONRAD, M.A. & PEYBERNES, B. (1976): Hauterivian-Albian Dasycladaceae from the Urgonian Limestones in the French and Spanish eastern Pyrenees.- *Geol. Roana*, 15, 175-197, Roma.
- CODGAN, A.H. (1977): Early and Middle Cretaceous Hippuritacea (Rudists) of the Gulf coast.- In: BEBOUT, D.G. & LOUCKS, R.G. (eds.), *Cretaceous carbonates of Texas and Mexico*.- *Rep. Invest.*, 89, Austin/Texas.
- COULON, M. (1979): Milieux de sédimentations, strontium et manganèse dans les Calcaires à entroques de Bourgogne (Jurassique moyen).- *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 21, 681-685, Paris.

- DALBIEZ, F. (1958): *Cuneolina hensoni*, a new lowermost Cretaceous marker in southwestern France.- *Micropaleontology*, 4, 97-101, Lawrence.
- DEGENS, E.T. (1968): *Geochemie der Sedimente*, 282 S., Stuttgart (Enke).
- DELOFFRE, R., POIGNANT, A.F. & TEHERANI, K. (1977): *Alques calcaires de l'Albo-Aptien au Paléocène de l'Iran Central*.- *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. ELF-Aquitaine*, 1, 29-57, Pau.
- DERGNAUCOURT, D. & BOLLLOT, G. (1982): *Structure géologique du Golfe de Gascogne*.- *Bull. BRGM* (2), 1, 1982, 149-178, Orleans.
- DESSAUVAGIE, T.F.J. (1968): *Cenomanian Trocholinas from Nigeria*.- *Micropaleontology*, 14, 64-72, Lawrence.
- DREW, E.A. (1983): *Halimeda Biomass, Growth Rates and Sediment Generation on Reefs in the Central Great Barrier Reef Province*.- *Coral Reefs*, 2, 101-110, Berlin.
- DUNHAM, R.J. (1962): *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*.- *Mem. AAPG*, 1, 108-121, Tulsa.
- DUPEUBLE, P.A. (1979): *Mesozoic Foraminifera and Microfacies from Holes 400 A, 401 and 402 of the DSDP Leg 48*.- *Init. Rep. DSDP*, 48, 451-473, Washington.
- EINSELE, G. & KELTS, K. (1982): *Pliocene and Quaternary Mud Turbidites in the Gulf of California: Sedimentology, Mass Physical Properties and Significance*.- *Init. Rep. DSDP*, 64, Part 2, 511-528, Washington.
- EINSELE, G., WIEDMANN, J. (1982): *Turonian Black Shales in the Moroccan Coastal Basins: Upwelling in the Atlantic Ocean?*.- in: RAD, U. v., RINZ, K., SARNTHEIM, M. & SEIBOLD, E. (eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*.- 396-414, Berlin (Springer).
- ELLIOTT, G.F. (1955): *The Permian calcareous alga Gymnocodium*.- *Micropaleontology*, 1, 83-90, Lawrence.
- ELLISON, S.P. (1971): *Sulfur in Texas*.- *Bur. Econ. Geol.*, 2, 48 S., Austin.
- ENGESER, T. (1984): *Sedimentologische, fazielle und tektonogenetische Untersuchungen in der Oberkreide des Basko-Kantabrischen Beckens (Nordspanien)*.- 232 S., Diss. Tübingen.
- ENGESER, T., REITNER, J., SCHWENTKE, W. & WIEDMANN, J. (1984): *Zur kretazischen-alttertiären Tektonogenese des Basko-Kantabrischen Beckens in Nordspanien*.- *Z. dt. geol. Ges.*, 135, 243-268, Hannover.
- FABRICIUS, F. (1966): *Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den bayerischen-tiroler Kalkalpen*.- *Int. sed. petrogr. Ser.*, 9, 143 S., Leiden (Brill).
- FABRICIUS, F. (1977): *Origin of Marine Ooids and Grapstones*.- *Contr. Sediment.*, 7, 1-113, Stuttgart.
- FAHRAEUS, L.E., SLATT, R.M. & NOWLAN, G.S. (1974): *Origin of carbonate pseudopellets*.- *J. sed. Pet.*, 44, 27-29, Tulsa.
- FEELY, H.W. & KULP, J.L. (1957): *Origin of Gulf Coast Salt-Dome Sulphur Deposits*.- *Bull. AAPG*, 41, 1802-1853, Tulsa.
- FERNANDEZ-MEDIOLA, P.A. & GARCIA-MONDEJAR, J. (1983): *Construcciones carbonatadas urgonianas sobre un alto paleogeográfico con actividad diapirica (Duranguessado, Vizcaya)*.- *Com. Congr. Nac. Sed.*, 10, 2.41 - 2.44., Menorca.
- FEUILLEE, P. (1963): *Sur l'extension et les faciès de Cénomanien dans la région de Mena (Espagne)*.- *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1963, 97-98, Paris.
- FEUILLEE, P. (1967): *Le Cénomanien de Pyrénées Basques aux Asturies, Essai d'analyse stratigraphique*.- *Mém. Soc. géol. Fr. (n.s.)*, 108, 1-343, Paris.
- FEUILLEE, P. (1971): *Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomanien Pyrénéo-Cantabrique: problèmes d'environnement sédimentaire*.- *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 9, 277-311, Amsterdam.
- FEUILLEE, P. & FLOQUET, M., & RAT, P. (1980): *Transgressions, régressions et migrations de systèmes sédimentaires (exemples dans le Crétacé supérieur du Nord-Est de la Meseta ibérique)*.- *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1980, 77-80, Paris.
- FEUILLEE, P. & NEUMANN, M. (1963): *Les faciès à Alvéolinidés du Cénomanien dans le Nord de l'Espagne*.- *C. R. Soc. géol. Fr.*, 1963, 221-224, Paris.
- FISCHER, A.G. (1964): *The Lofer cyclothem of the Alpine Triassic*.- *Bull. Kansas Geol. Surv.*, 169, 107-149, Lawrence.
- FISCHER, A.G. (1981): *Climatic oscillations in the biosphere*.- In: NITECKI, M.H. (ed.), *Biotic Crisis in Ecological and Evolutionary Time*.- 103-131, London (Academic Press).
- FISCHER, A.G. (1983): *Climate in Earth History*.- In: BERGER, W. (ed.), *Climate in Earth History*, 97-104, Washington DC. (Nat. Acad. Scienc.).

- FISCHER, J.-C. (1970): Révision et essai de classification des Chaetetida (Cnidaria) post-paléozoïques.- Ann. Paléont., 56, 149-220, Paris.
- FLOQUET, M. (1978): La sédimentation de plateforme au Crétacé supérieur dans la Vieille Castille (Espagne): évolution verticale, variation horizontale; implications paléogéographiques.- Bull. Soc. géol. Fr., (7), 20, 779-783, Paris.
- FLOQUET, M. (1979): Itinéraire géologique et aspects paléontologiques- sédimentologiques de Crétacé Moyen dans la région de Santo Domingo de Silos (Province de Burgos).- Cuad. Geol. Ibér., 5, 227-240, Madrid.
- FLOQUET, M. (1982a): Un Modèle de Comblement de Plateforme Interne Carbonatée: Santonien Supérieur- Campanien des Chaînes Ibérique Nord.- Cretac. Res., 3, 69-81, London.
- FLOQUET, M. (1982b): Transgression-régressions et eustatisme-tectonique-sédimentation sur la plateforme nord-castillienne du Crétacé supérieur (régions Ibéro-Cantabriques, Espagne).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165, 125-146, Stuttgart.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- 454 S., Berlin (Springer).
- FLÜGEL, E. (1981): Paleocology and Facies of Upper Triassic Reefs in the Northern Calcareous Alps.- SEPM Spec. Publ., 30, 291-359, Tulsa.
- FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of Limestone types.- Mem. AAPG, 1, 62-84, Tulsa.
- FRIED, E. & MORELOT, G. (1973): Evolution bathymétrique du bassin Parentis au cours du Crétacé.- Bull. Soc. géol. Fr. (7), 15, 25-29, Paris.
- FRIEDMAN, G. (1969): Trace elements as possible environmental indicators in carbonate sediments.- In: FRIEDMAN, G. (ed.), Depositional Environments in Carbonate Rocks.- SEPM, 14, 193-198, Tulsa.
- FRIEDMAN, G., AMIEL, A.J., BRAUN, M. & MILLER, D.S. (1973): Generation of carbonate particulates and laminites in algal mats examples from sea-marginal hypersaline pools, Gulf of Aqaba, Red Sea.- Bull. AAPG, 57, 541-558, Tulsa.
- FRIEDMAN, G. & SHUKLA, V. (1980): Significance of autigenic Quartz Euhedra after Sulphates: Example from the Lockport Formation (Middle Silurian) of New York.- J. Sed. Pet., 50, 1299-1304, Tulsa.
- FROST, S.H. (1977): Cenozoic Reef Systems of Caribbean-Prospects for Paleocological Systems.- Stud. Geol., 4, 93-110, Tulsa.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1982): Hauptdolomit (Norian)-stratigraphy, paleogeography and diagenesis.- Sed. Geol., 32, 195-231, Amsterdam.
- FÜCHTBAUER, H. (1950): Die karbonatischen Bestandteile des Göttinger Muschelkalkes mit besonderer Berücksichtigung der Mineralneubildungen.- Heidel. Beitr. Min. Petrogr., 2, 235-254, Heidelberg.
- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1959): Die Tonminerale der Zechsteinformation.- Beitr. Min. Petrogr., 6, 320-345, Hannover.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sediment und Sedimentgesteine .- (3.Auf!.), 726 S. und 57 S. Nachtrag, Stuttgart (Schweizerbart).
- FÜRSICH, F.T. & WENDT, J. (1977): Biostratigraphy and Paleocology of the Cassian Formation (Triassic) of the Southern Alps.- Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 22, 257-323, Amsterdam.
- GARCIA-MONDEJAR, J. (1979): Successions paléogéographiques de complexe urgonien dans le SW de la région Basco-Cantabrique (Nord de l'Espagne).- Géobios Mém. spec., 3, 71-78, Lyon.
- GARCIA-MONDEJAR, J. & PASCAL, A. (1978): Précisions stratigraphiques et sédimentologiques sur les terminaisons calcaires sud-occidentales de système urgonien basco-cantabrique (Espagne du Nord):- Bull. géol. Soc. Fr. (7), 20, 179-183, Paris.
- GARCIA-MONDEJAR, J. & PUJALTE, V. (1983): Origen karstificación y enterramiento de unos materiales carbonatadas albiense (Punta del Castillo, Gortiz, Vizcaya).- Com. Congr. Nac. Sed., 10, 3.9 - 3.12., Menorca.
- GATRALL, M., JENKINS, H.C. & PARSON, C.F. (1972): Limonitic concretions from the European Jurassic, with particular reference to the "snuff-boxes" of Southern England.- Sedimentology, 18, 79-103, London.
- GOULD, H.R. (1970): The Mississippi delta complex.- In: MORGAN, J.P. (ed.), Deltaic Sedimentation- Modern and ancient.- SEPM Spec. Publ., 15, 3-30, Tulsa.
- GRACIANSKY de, P.C., AUFFERT, G.A., DUPEUBLE, P., MONTADERT, L. & MÜLLER, C. (1979): Interpretation of depositional environments of the Aptian/Albian Black Shales on the north margin of the Bay of Biscay (DSDP Sites 400 and 402).- Init. Rep. DSDP, 48, 877-899, Washington.

- GRACIANSKY de P.C., POAK, W., CUNNINGHAM, R., LOUBERE, P., MASSON, D., MAZZULLO, J., MONTADERT, L., MÜLLER, C., OTSUKA, K., REYNOLDS, L., SIGAL, J., SNYDER, S., TOWNSEND, R., VAOS, S. & WAPLES, D. (1982): La croisière 80 du vaisseau de recherches Glomar Challenger au pied de la marge celtique (Atlantique Nord).- C. R. Acad. Sci. (II), 294, 794-798, Paris.
- GRIMAUD, 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, Amsterdam.
- GRIMM, W.-D. (1962): Idiomorphe Quarze als Leitminerale für saline Fazies.- *Erdöl & Kohle*, 15, 880-887, Hamburg.
- HAGDORN, H. (1982): The "Bank der kleinen Terebrateln" (Upper Muschelkalk, Triassic) near Schabisch Hall (SW-Germany)- a Tempestite Condensation Horizon.- In: EINSELE, G. & SEILACHER, A., *Cyclic and Event Stratification*, 263-265, Berlin (Springer).
- HARDER, H. & MENSCHEL, G. (1967): Quarzneubildungen am Meeresboden.- *Naturwiss.*, 54, 561, Berlin.
- HARDER, H. & FLEHMIG, W. (1967): Bildungen von Quarz aus verdünnten Lösungen bei niedrigen Temperaturen.- *Naturwiss.*, 54, 140, Berlin.
- HARTMAN, D.W. (1969): New genera and species of coralline sponges (Porifera) from Jamaica.- *Postilla*, 137, 29 S., New Haven.
- HARTMAN, D.W. & GOREAU, T.F. (1975): A pacific tabulate sponge, living representative or a new order sclerosponges.- *Postilla*, 167, 21 S., New Haven.
- HECKEL, P.H. & COCKE, J.M. (1969): Phylloid algal mound complexes in outcropping Upper Pennsylvanian rocks of mid-continent.- *Bull. AAPG*, 34, 215-238, Tulsa.
- HEMLEBEN, C. & REUTHER, C.D. (1980): Allogenic limestones of the Barcaliente Formation (Namur A) between Luna and Cea rivers (Southern Cantabrian Mountains, Spain).- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 159, 225-255, Stuttgart.
- HOFKER Jr., J. (1965): Some Foraminifera from the Aptian-Albian Passage of Northern Spain.- *Leid. Geol. Mededeling.*, 33, 183-189, Amsterdam.
- IGME (1976): Mapa geológico de España 1: 50000, Hoja 33, Coillas, 46 S., Madrid.
- IGME (1978): Mapa geológico de España 1: 50000, Hoja 85, Villasana de Mena, 32 S., Madrid.
- IGME (1978): Mapa geológico de España 1: 50000, Hoja 112, Vitoria, 34 S., Madrid.
- JACKSON, J.B.C., GOREAU, T.F. & HARTMAN, W.D. (1971): Recent Brachiopod-Coralline Sponge Communities and their paleoecological significance.- *Science*, 173, 623-625, Washington.
- JAFFREZD, M. & RENARD, M. (1979): Eléments en trace de calcaires à Dasycladales et Charophytes.- *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. ELF Aquitaine*, 3, 639-649, Pau.
- JOHNS, D.R. (1978): Mesozoic carbonate rudites, megabreccias, and associated deposits from central Greece.- *Sedimentology*, 25, 561-573, London.
- JOHNSON, J.H. (1961): Limestone-Building Algae and Algal Limestones.- 297 S., Boulder (Johnson Publishing Company).
- KENDALL, A.C. & TUCKER, M.E. (1973): Radial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate.- *Sedimentology*, 20, 365-389, London.
- KIND, H.-D. (1967): Diapire und Alttertiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien).- *Beih. geol. Jb.*, 66, 127-174, Hannover.
- KINSMAN, D.J.J. (1969): Interpretation of Sr²⁺ concentrations in carbonate minerals and rocks.- *J. Sed. Petrol.*, 39, 486-509, Tulsa.
- KOPP, K.-D. (1964): Über Fazies und Tektonik der Kreide im Westen der Pyrenäen.- *Geol. Rdsch.*, 53, 821-847, Stuttgart.
- KRANZ, J.R. (1976): Strontium, ein Fazies-Diagenese-Indikator im Oberen Wettersteinkalk (Mittel-Trias) der Ostalpen.- *Geol. Rdsch.*, 65, 593-615, Stuttgart.
- KRISTOFFERSEN, Y. (1978): Sea-floor spreading and the early opening of the North Atlantic.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 273-290, Amsterdam.
- KRUMSIEK, K. (1982): Cretaceous magnetic stratigraphy of Southwest Morocco.- In: RAD von, U., HINZ, K., SARNTHEIM, M. & SEIBOLD, E. (eds.): *Geology of the Northwest African continental margin*, 475-493, Berlin (Springer).
- KUSS, J. (1983): Faziesentwicklung in proximalen Intraplattform-Becken; Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Kössener Schichten (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen).- *Facies*, 9, 61-172, Erlangen.
- LAMARE, P. (1936): Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne.- *Mém. Soc. géol. Fr. N.S.*, 27, 1-465, Paris.

- LAMARE, P. & KÖHN, D. (1955): Das Alter des Kalkes von Sare (Pyrenäen).- Anz. österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Klasse, 10, 169-171, Wien.
- LAND, L.S. & HOOPS, G.K. (1973): Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions.- J. Sed. Petrol., 43, 614-617, Tulsa.
- LAND, S.L. & MOORE, Jr., G.H. (1977): Deep Foreereef and Upper Island Slope, North Jamaica.- Stud. Geol., 4, 53-65, Tulsa.
- LANG, J.C., HARTMAN, W.D. & LAND, L.S. (1975): Sclerosponges; Primary framework constructors on the Jamaican deep fore-reef.- J. Mar. Res., 33, 223-231, Copenhagen.
- LEMOINE, M. (1965): Un nouveau Genre d' Algue du Crétacé Inférieur: Agardhiopsis nov. gen.- Rev. Micropaléont., 8, 203-210, Paris.
- LEMOINE, M. (1925): Contribution à l' étude des corallinacées fossiles, VIII, Mèlobésiées de l' Aptien et de l' Albien.- Bull. Soc. géol. Fr., 25, 3-10, Paris.
- LE PICHON, X., BONNIN, J., FRANCHETEAU, J. & SIBUET, J.-C. (1971): Une hypothèse d' évolution tectonique du Golfe du Gascogne.- In: Histoire structurale du Golfe du Gascogne, 2, VI.11-1 - VI.11-44, Paris (édition Technip).
- LETOLLE, R., GRAZZINI, C. & PIERRE, C. (1979): Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at DSDP Sites 400, 401, 403, 406.- Int. Rep. DSDP, 48, 441-456, Washington.
- LIEBAU, A. (1978): Abrieb-geschützte Foraminiferen.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 157, 119-122, Stuttgart.
- LIETZ, J. (1951): Sulfidische Klüfterze im Deckgebirge des Salzstockes Reitbrook.- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 20, 110-118, Hamburg.
- LIPPMANN, F. (1973): Sedimentary Carbonate Minerals.- 228 S., Berlin (Springer).
- LIPPMANN, F. & SCHLENKER, B. (1970): Mineralogische Untersuchungen am Oberen Muschelkalk von Haigerloch (Hohenzollern).- N. Jb. Min. Abh., 113, 68-90, Stuttgart.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites.- J. Geol., 72, 68-83, Boulder.
- LONGMAN, M.W. (1980): Carbonate Diagenetic Textures from Nearsurface Diagenetic Environments.- Bull. AAPG, 64, 461-487, Tulsa.
- LOTZE, F. (1955): Salzdiapirismus im nördlichen Spanien.- Z. dt. geol. Ges., 105, 814-822, Hannover.
- LOTZE, F. (1960): Zur Gliederung der Oberkreide in den Baskischen Depression (Nordspanien).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1960, 132-144, Stuttgart.
- LOTZE, F. (1973): Geologische Karte des Pyrenäisch-Kantabrischen Grenzgebietes. 1: 200000.- Akad. Wiss. Lit., 1973/1, 1 Karte, 2. Profiltafeln, Mainz.
- LOWENSTAM, H.A. (1963): Sr/Ca ratio of skeletal aragonites from recent marine biota at Palau and from fossil gastropoda.- In: CRAIG, HARMEN, MILLER, S.L. & WASSERBURG, G.J. (eds.), Isotopic Cosmic Chemistry, 114-132, Amsterdam (North Holland Publ. Co.).
- MALOD, J.-A., BOILLOT, G., CAPDEVILA, R., DUPEUBLE, P.-A., LEPVRIER, C., MASCLE, G., MÜLLER, C. & TAUBOURDEAU-LANTZ, J. (1982): Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain: observations with the submersible Cyana.- Spec. Publ. Geol. Soc. London, 10, 309-315, London.
- MANGIN, P. & RAT, P. (1962): L' évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne).- Livre Mém. "Paul Fallot", Soc. géol. Fr., 1, 339-349, Paris.
- MANN, P., HEMPTON, M.R., BRADLEY, D.C. & BRUKE, K. (1983): Development of pull-apart basins.- J. Geol., 91, 529-554, Chicago.
- MASSIEUX, M. & DENIZOT, M.: Rapprochement du genre Pseudolithothamnium PFENDER avec le genre actuel Ethelia WEBER van BOSSE (algues Florideae, Sphaeriales).- Rev. Micropaléont., 7, 31-42, Paris.
- MATTES, B.W. & MOUNTJOY, E.W. (1980): Burial dolomitisation of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta.- SEPM Spec. Publ., 28, 259-297, Tulsa.
- MAURIN, A.F. (1980): Halocinèse et sédimentologie - un thème de réflexion.- Trav. Lab. Geol. Hist. Paleont., 11, 18-19, Lyon.
- McMICHAEL, D.F. (1974): Growth rate, population size and mantle coloration in the small giant clam *Tridacna maxima* (RÖDING), at One Tree Island Capricorn Group, Queensland.- Proc. Second Internat. Coral Reef Symp. 1, Great Barrier Reef Committee, 241-254, Brisbane.
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentationsbecken.- In: Bouma, A.H. & BROUWER, A. (eds.), Turbidites.- 156-191, Amsterdam (Elsevier).
- MERGNER, H. & SCHEER, G. (1974): The physiographic zonation and the ecological conditions of some South Indian and Ceylon coral reefs.- Proc. Second. Internat. Coral Reef Symp. 2, Great Barrier Reef Committee, 3-30, Brisbane.
- MILLIMAN, J.D. (1974): Marine Carbonates.- 375 S., Berlin (Springer).
- MIR, L.J., ESNAOLA, J.M., & RUBIO, V. (1971): Estudio geológico de la provincia de Guipuzcoa.- Mem. Inst. Geol. Min. España, 79, 1-130, Madrid.

- MONTADERT, L., DAMOTTE, B., FAIL, J.-P., DELTEIL, J.R. & VALERY, P. (1971): Structure géologique de la plaine abyssale du Golfe de Gascogne.- In: DEBYSER, J., LE PICHON, X. & MONTADERT, L. (eds.), Histoire structural du Golfe de Gascogne, 2, VI 14, Paris (édition Technip).
- MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., DECHARPAL, D. & GUENOC, P. (1979a): Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay.- In: MONTADERT, L., & ROBERTS, D.G. (eds.), Init. Rep. DSDP, 48, 1025-1060, Washington.
- MONTADERT, L., DECHARPAL, D., ROBERTS, D., GUENOC, P. & SIBUET, J.-C. (1979b): Northeast Atlantic passive continental margins: Rifting and subsidence processes.- In: TALWANI, M., HAY, W. & RYAN, W.B.F. (eds.), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment, Maurice Ewing Ser., 3, 154-186, Washington.
- MORTON, J. (1974): The coral reefs of the British Solomon Islands: a comparative study of their composition and ecology.- Proc. Sec. Int. Coral Reef, Symp. 2, Great Barrier Reef Committee, 31- 53, Brisbane.
- MÜLLER, W. (1978): Beobachtungen zur ökologie von Kieselstängeln aus dem Weißen Jura der Schwäbischen Alb.- Stutt. Beitr. Naturk. (Ser.B), 37, 15 S., Stuttgart.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations.- In: MUTTI, E., PAREA, G.C., RICCI LUCCI, F., SAGRI, M., ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO, G., & IACCARINO, S. (eds.), Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines.- 9, Internat. Congr. Sed., Guide Exc., 11, 21-36, Nizza.
- NAYLOR, D. & SHANNON, P.M. (1982): The geology of offshore Ireland and West Britain.- 161 S., London (Graham & Trotman).
- NEUGEBAUER, J. (1978): Micritisation of crinoids by diagenetic dissolution.- Sedimentology, 25, 267-283, London.
- NEUGEBAUER, J. & RUHRMANN, G. (1978): Experimentelle Karbonatzementation: Syntaxialer Calcit auf Echinodermen.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1978, 545-555, Stuttgart.
- NEUMANN, M. (1967): Manuel de Micropaléontologie des Foraminifères.- 297 S., Paris (Gauthier-Villars).
- ODIN, G.S. (1982): The Phanerozoic-Time Scale Revisited.- Episodes, 1982, 3-9-, Ottawa.
- PASCAL, A. (1974): Un faciès type de l' Urgonien cantabrique (Espagne): les micrites à Rudistes.- C. R. Acad. Sc., 279, 37-40, Paris.
- PASCAL, A. (1975): Les minéraux argilleux dans la caractérisation des milieux de sédimentation de l' Urgonien du Nord de Espagne (Aptien-Albien pro parte).- C. R. somm. Soc. géol. Fr., 1975, Paris.
- PASCAL, A. (1976): Variations séquentielles rapides de sédimentation sur la bordure des plate-formes urgoniennes dans le Nord de l' Espagne.- Bull. Soc. géol. Fr. (7), 18, 1005-1008, Paris
- PASCAL, A. (1979): Utilisation des Eléments Traces dans la Caractérisation des Paléomilieux sédimentaires Urgoniens Basco-Cantabriques.- Mém. Géobios, 3, 331-345, Lyon.
- PASCAL, A. (1982a): Variations Biosédimentaires dans les Systèmes Urgoniens Basco-Cantabriques (Espagne).- Cretac. Res., 83-89, London.
- PASCAL, A. (1982b): Evolution des systèmes biosédimentaires urgoniens en Espagne du Nord.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165, 77-86, Stuttgart.
- PASCAL, A. (1983): L' Urgonien, Système biosédimentaire et tectogénèse.- Mém. géol. Univ. Dijon, 9, 45-72, Dijon.
- PASSEGA, R. (1957): Texture as characteristics of clastic deposition.- Bull. AAPG, 41, 1952-1984, Tulsa.
- PASTOURET, L. & AUFFERT, G.A. (1976): Observations sur les microfaciès des roches sédimentaire prélevées sur la marge armoricaine.- Rev. Inst. Franc. Pétrole, 31, 401-418, Brest.
- PATROLON, A. (1964): Calcareous Algae from Jurassic-Cretaceous Limestone of Central Apennines (Southern Latium-Abruzzi).- Geol. Romana, 3, 171-202, Rom.
- PFENDER, J. (1936): Sur un organisme constructeur des calcaire crétacé et nummulitiques, *Pseudolithothamnium album*, n.g., nov.sp.- Bull. Soc. géol. Fr. (5), 6, 303-308, Paris
- PFENDER, J. & BASSE, E. (1947): *Elianella* nov. gen, *elegans* nov. sp., Organisme constructeur de Calcaires Typiquement développé dans le Paléocène de SW Malgache.- Bull. Soc. géol. Fr., 17, 275-278, Paris.
- PERKINS, B.F. (1974): Paleogeology of a Rudist reef complex in the Comanche Cretaceous Glen Rose Limestone of Central Texas.- Geoscience and Man, 8, 131-173, Austin.
- PEYBERNES, B. (1979): Les algues de Jurassique et du Crétacé inférieur des Pyrénées Franco-Espagnoles. Intérêt biostratigraphique et paléocologiques.- Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. ELF-Aquitaine, 3, 733-741, Pau.
- PEYBERNES, B. & CONRAD, M.A. (1979): Les algues de Crétacé inférieur de Hongrie.- Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. ELF-Aquitaine, 3, 743-752, Pau.

- PEYBERNES, B. & CONRAD, M.A. (1982): Une Association de Dasycladales (Algues vertes) du Passage Albien-Cénomaniens dans les Pyrénées et les Régions Voisines (Chaines Cantabriques, Provence).- *Géobios*, 15, 775-781, Lyon.
- PFLUG, R. (1967): Der Diapir von Estella (Nordspanien).- *Beih. geol. Jb.*, 66, 21-62, Hannover.
- PHILIP, J. (1972): Paléocologie des formations à rudistes du Crétacé supérieur - l' exemple du sud est de la France.- *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 12, 205-222, Amsterdam.
- PHILIP, J. (1982): Paléobiogéographie des Rudistes et géodynamique des marges mesogéennes au Crétacé supérieur.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, 24, 995-1006, Paris.
- POIGNANT, A. (1968): Les algues des calcaires Aptiens et Albiens d' Aquitaine Méridionale.- *Rev. Micropaléont.*, 10, 271-276, Paris.
- POIGNANT, A. (1978): Les algues rouges cénomaniennes.- *Géol. Méditerran.*, 5, 169-172, Marseille.
- POMEROL, B. (1975): Utilisation des éléments traces comme indicateurs des conditions de sédimentations et de diagénese des carbonates. Exemple du Crétacé supérieur de Haute-Normandie.- IXème Congr. Int. Sed., Nice, 1, 169-173, Nizza.
- PUJALTE, V. (1981): Sedimentary succession and paleoenvironment within a fault-controlled basin: The "Wealden" of the Santander area, Northern Spain.- *Sed. Geol.*, 28, 293-325, Amsterdam.
- PURSER, B.H. (ed.) (1973): The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea.- 471 S., Berlin (Springer).
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971): Bioestratigrafía y microfácies del Jurásico y Cretácico del Norte de España.- *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 78, 1-357, Madrid.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1972): Algunos datos sobre la estratigrafía y micropaleontología del Aptense y Albense al oeste de Santander.- *Rev. Esp. Micropaleont.*, 30, 59-97, Madrid.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973): Síntesis geológica de la Provincia de Alava.- 66 S., Vitoria (Gráficas Gasteiz).
- RAMIREZ DEL POZO, J. & AGUILAR TOMAS, M.J. (1969): Ciclotemas en el Aptense superior y Albense inferior de Nograro (Alava).- *Acta Geol. Hispan.*, 5, 113-118, Madrid.
- RAMON MAS, J. (1981): El Cretácico inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia.- *Sem. Estratigraph.*, ser. monograph., 8, Madrid.
- RAT, P. (1959): Les pays crétacé basque-cantabrique (Espagne).- *Publ. Univ. Dijon*, 18, 1-525, Dijon.
- RAT, P. (1982): Subsidence et évolution des environnements sédimentaires sur la marge cantabrique (Espagne) au Crétacé.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 165, 32-45, Stuttgart.
- RAT, P. & PASCAL, A. (1979): De l' étage aux systèmes bio-sédimentaires urgoniens.- *Géobios, Mém. spec.*, 3, 385-399, Lyon.
- RAT, P. & PASCAL, A. (1982): Les Plates-formes Carbonatées à Rudistes (Dites Urgoniennes) du Crétacé Inférieur et leur Environnement.- *Cretac. Res.*, 3, 155-166, London.
- READING, H.G. (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems.- *Spec. Publ. Int. Ass. Sed.*, 4, 7-26, Oxford.
- READING, H.G. (1981): Sedimentary Environments and Facies.- 569 S., Oxford (Blackwell Scientific Publ.).
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): Depositional Sedimentary Environments.- (2. Aufl.) 549 S., Berlin (Springer).
- REITNER, J. (1980): Fazies, Bau und Stratigraphie der Riffkalk-Zone (Mittel-Oberalb) im Raum Araya-Alsasua (Provinz Alava/Navarra, Nordspanien) und ein Vergleich mit dem Caniego-Riffkalk (Oberalb) bei Villasana de Mena (Provinz Burgos, Nordspanien).- Unpubl. Dipl. Arb., Univ. Tübingen, 127 S., Tübingen.
- REITNER, J. (1982): Die Entwicklung von Inselplattformen und Diapir-Atollen im Alb des Basko-Kantabrikums (Nordspanien).- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 165, 87-101, Stuttgart.
- REITNER, J. & ENGESER, T. (1983): Contributions to the Systematics and the Paleoecology of the Family Acanthochaetelidae FISCHER 1970 (Order Tabulospongia, Class Sclerospongiae).- *Géobios*, 16, 773-779, Lyon.
- REITNER, J. & WIEDMANN, J. (1982): Die Deltaphasen der Unterkreide am Basko-Kantabrischen Kontinentalrand, Nordspanien.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 165, 60-76, Stuttgart.
- RENARD, M. (1972): Interprétation des teneurs en strontium des carbonates de Lutétien supérieur à Saint-Vaast les-Mélo (Dise); mise en évidence de la valeur de cet élément comme indicateur des conditions de diagénese et de sédimentation des carbonates.- *Bull. Int. Assoc. Géol. Bass. Paris*, 34, 19-29, Paris.

- RICHTER, D.K. (1972): Authigenic Quarz preserving Skeletal Material.- *Sedimentology*, 19, 211-218, London.
- RIDOS, J.M. (1952): El diapiro de Murguia (Alava) y comentarios al "flysch de bolas" Cenomanense de la misma región.- *Not. Comun. Inst. Geol. Min. España*, 28, 49-87, Madrid.
- ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. (1979): Atlas de Foraminifères planctoniques de Crétacé moyen (Mer Boréale et Téthys).- *Cahier Micropaléont.* (vol. 1 & 2), 1979, 1-185, Paris.
- RODRIGO, B.G. & ALVAREZ, J.M.F. (1972): Estudio geológico de la Provincia de Alava.- *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 83, 1-198, Madrid.
- ROSE, P.R. & LIDZ, B. (1977): Diagnostic Foraminiferal Assemblages of the Shallow-Water Modern Environments: South Florida and the Bahamas.- *Sedimenta*, 6, 1-55, Miami.
- RUHRMANN, G. (1971a): Riff-ferne Sedimentation unterdevonischer Krinoidenkalke im Kantabrischen Gebirge (Spanien).- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1971, 231-248, Stuttgart.
- RUHRMANN, G. (1971b): Riff-nahe Sedimentation paläozoischer Krinoidenfragmente.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 138, 56-100, Stuttgart.
- RUIZ DE GADNA, M. (1954): La fauna paleontologica de Orobe (Navarra).- *R. Soc. españ. Hist. nat.*, 80, Ann. Prof. E. HERNANDEZ-PACHECO, 573-577, Madrid.
- RULLKÖTTER, J. et al. (1983): Potential Deep-Sea Petroleum Source Beds related to Coastal Upwelling.- In: THIEDE, J. & SUESS, E. (eds.), *Coastal Upwelling, its Sediment Record; Part B: Sedimentary Record of ancient Coastal Upwelling*, 467-481, New York (Plenum Press).
- SAEFTEL, H. (1960): Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens.- *Z. dt. geol. Ges.*, 111, 684-711, Hannover.
- SAINT-MARC, P. (1977): Repartitions stratigraphique de grands foraminifères benthiques de l'Aptien, du Cénomanién et du Turonien dans les régions méditerranéennes.- *Rev. Esp. Micropaléont.*, 9, 317-325, Madrid.
- SAINT-MARC, P. (1982): Distribution paléocécologique et paléobiogécographique de grands foraminifères benthiques de Cénomanién.- *Rev. Esp. Micropaléont.*, 14, 247-262, Madrid.
- SALOMON, J. (1983): Le Crétacé Inférieur continental.- *Mém. géol. Univ. Dijon*, 9, 25-44, Dijon.
- SANDBERG, P.A. (1975): New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non skeletal carbonate mineralogy.- *Sedimentology*, 22, 497-537, London.
- SANDBERG, P.A. (1983): An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy.- *Nature*, 305, 19-22, London.
- SANTISTEBAN, C. & TABERNER, C. (1980): The silicoclastic environment as a dynamic control in the establishment and evolution of reefs. *Sedimentary models*.- *Int. Ass. Sed. 1st. Europ. Mtg. Bochum Abstr.*, 208-211, Bochum.
- SARTONI, S. & CRESCENTI, U. (1962): Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell' Appennino Meridionale.- *Giorn. Geol. Bologna*, 261-302, Bologna.
- SCHNEIDER, W. (1973): Einige Beobachtungen zur Diagenese in den devonischen Karbonatkomplexen des osthheinischen Schiefergebirges unter besonderer Berücksichtigung der Quarzbildung.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1973, 231-257, Stuttgart.
- SCHNORF-STEINER, A. (1957): Stromatopores crétacé de la région cantabrique.- *Eclogae geol. Helv.*, 50, 553-564, Basel.
- SCHOEFFLER, J. (1982): Les transversales Basco-Landaises.- *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. ELF-Aquitaine*, 6, 257-263, Pau.
- SCHROEDER, R. (1975): General Evolutionary Trends in Orbitolinas.- *Rev. Esp. Micropaléont. Nù. Espec.*, 1975, 117-128, Madrid.
- SCHROEDER, R. (1980): Le calcaire de Caniego; témoin d'une montée du diapir de Valle de Mena (Prov. Burgos, Espagne) dans l'Albien supérieur.- *Cuad. Geol. Iber.*, 5, 221-225, Madrid.
- SCHROEDER, R. & WILLEMS, H. (1983a): Chaetetiden, Sphinctozoen und Stromatoporoiden aus dem Caniego-Kalk (Ober-Alb) des Valle de Mena (Prov. Burgos, N-Spanien).- *Senckenberg. leth.*, 64, 337-362, Frankfurt/M.
- SCHROEDER, R. & WILLEMS, H. (1983b): Über einen submarinen Durchbruch des Diapirs von Villasana de Mena (Prov. Burgos, N-Spanien) an der Wende Unter-/Oberkreide.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 166, 65-85, Stuttgart.
- SCHUMANN, D. (1981): The Aptian Limestones of Ereño (Northern Spain) and their significance for the paléocécology of rudists.- *Int. Symp. Concept. Meth. Paleocéc.*, 1981, 197-204, Barcelona.

- SCHWENTKE, W. (1983): Die fazielle Entwicklung im Estellá-Becken während der Oberkreide (Prov. Alava, Navarra; Nordspanien).- Unveröffent. Dipl. Arb., 132 S., Tübingen.
- SEGNONZAC, G. & MARIN, P. (1972): Lithocodium aggregatum ELLDITT et Bacinella irregularis de croissance d'un seul et mène organisme incertae sedis.- Bull. Soc. géol. Fr., 14, 331-335, Paris.
- SEILACHER, A. (1981): Konstruktionsmorphologie von Muschelgehäusen.- In: REIF, W.-E. (ed.), Funktionsmorphologie, Paläont. Kursbücher, 1, 173-203, München (Selbstverlag).
- SIBUET, J.-C., PAUTOT, G. & LE PICHON, X. (1971): Interprétation structurale du Golfe de Gascogne à partir des profils de sismique.- In: DEBYSER, J. LE PICHON, X. & MONTADERT, L. (eds.); Hist. Struct. Golfe de Gascogne (Vol.2), VII 32 S., Paris (édition Technip).
- SIBUET, J.-C. & RYAN, W.B.F. (1979): Evolution of the West Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean.- In: SIBUET, J.-C. & RYAN, W.B.F. (eds), Init. Rep. DSDP, 47/II, 761-775, Washington.
- SITTER, L.U. de (1964): Structural Geology.- 552 S., New York (McGraw-Hill).
- SJÖSTEDT, G. (1921): Om järnutfällning hos hajsalger vid Skanes kuster.- Bot. Not., 1921, 101-130, Lund.
- SMITH, A.G., HURLEY, A.M. & BRIDEN, J.C. (1981): Phanerozoic Paleogeographic World Maps.- 102 S., Cambridge (Cambridge Press).
- SOGLER, R., LOPEZ VILCHEZ, J. & RIAZA, C. (1981): 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, London (Institute of Petroleum).
- SOUQUET, P. & MENDIABILLA, F. (1976): Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées.- C. R. Acad. Sci. Paris (D), 282, 2139-2142, Paris.
- STACKELBERG, U. von (1967): Der Diapir von Murguia (Nordspanien).- Beih. geol. Jb., 66, 63-94, Hannover.
- STAUFFER, P.H. (1967): Grain flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California.- J. Sed. Petrol., 37, 487-508, Tulsa.
- STOFFERS, P. & KÜHN, R. (1973): Red Sea Evaporites: A Petrographic and Geochemical Study.- Int. Rep. DSDP, 23, 812-847, Washington.
- SWART, P.K. (1981): The Strontium, Magnesium and Sodium composition of Recent scleractinian coral skeletons as standards for palaeoenvironmental analysis.- Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 34, 115-136, Amsterdam.
- THOMPSON, A.M. (1975): Carbonate Coastal Environments in Ordovician Shoaling-Upward Sequence, Southern Appalachians.- In: GINSBURG, R.N. (ed.), Tidal Deposits, 397-405, Berlin (Springer).
- TURNSEK, D. (1978): Solitarne Senonijske Korale iz Stranic in z Medvednice.- Razprave Diss., 21 (3), 1-68, Ljubljana.
- TURNSEK, D. & BUSER, S. (1976): Knidarijska Favna iz Senonijske Brece na Banjski Planoti.- Razprave Diss., 19(3), 1-52, Ljubljana.
- TURNSEK, D. & MASSE, J.P. (1973): The Cretaceous Hydrozoa and Chaetetidae from Provence (South-Eastern France).- Razprave Diss., 16(6), 1-28, Ljubljana.
- TRUNSEK, D. & MIHAJLOVIC, M. (1981): Lower Cretaceous Cnidarians from Eastern Serbia.- Razprave Diss., 23(1), 1-54, Ljubljana.
- VAN STRAELEN, V. (1940): Crustacés décapodes nouveaux du Crétacique de La Navarre.- Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg., 15, 5 S., Brüssel.
- VEIZER, J. (1974): Chemical diagenesis of belemnite shells and possible consequences for paleotemperature determinations.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 147, 91-111, Stuttgart.
- VEIZER, J. & DEMOVIC, R. (1974): Strontium as a tool for facies analysis.- J. Sed. Petrol., 44, 258-271, Tulsa.
- VEIZER, J. & WENDT, J. (1976): Mineralogy and chemical composition of Recent and fossil skeletons of calcareous sponges.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976, 558-573, Stuttgart.
- VIA BOADA, L. (1980): Les crustacés décapodes du Cénomaniens de Navarre (Espagne): premiers résultats de l'étude de Galatheididae.- Géobios, 14, 247-251, Lyon.
- VOGEL, K. (1975): Forschungsbericht über Muscheln.- Paläont. Z., 49, 477-492, Stuttgart.
- VOGEL, K. (1978): Function of pallial canals of Caprinidae (Rudists, Pelecypoda).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 157, 159-163, Stuttgart.

- VOORT, H.B. (1964): Zum Flyschproben in den Westpyrenäen.- Geol. Rdsch., 53, 220-233, Stuttgart.
- WELLS, J.W. (1934): A new species of calcisponge from the Buda Limestone of Central Texas.- J. Paleont., 8, 167-168, Lawrence.
- WENDT, J. (1969): Foraminiferen-"Riffe" im karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Österreich).- Paläont. Z., 43, 177-193, Stuttgart.
- WENDT, J. (1971): Genese und Fauna sedimentärer Spaltenfüllungen in mediterranen Jura.- Palaeontographica, A 136, 122-192, Stuttgart.
- WENDT, J. (1974): Encrusting organisms in deep-sea manganese nodules.- Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1, 437-447, Oxford.
- WENDT, J. (1979): Development of skeletal formation, microstructure and mineralogy of rigid calcareous sponges from the Late Palaeozoic to Recent.- Coll. Int. CNRS, 291, 449-457, Paris.
- WIEDMANN, J. (1960): Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Cephalopodes.- C. R. 84e Congr. Soc. Savantes Paris Départ. Dijon 1959, Sect. Sci., Sous-Sect. Géol., 709-764, Dijon.
- WIEDMANN, J. (1962): Contribution à la Paléogéographie du Crétacé vasco-gotique et celtibérique septentrional (Espagne).- Livre Mém. Prof. P. FALLOT, 1, 351-366, Paris.
- WIEDMANN, J. (1975): Subdivisiones y precisiones bio-estratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas.- Actas Ier Sympos. Cretac. Cordillera Ibérica, Cuenca 1974, 135-153, Cuenca.
- WIEDMANN, J. (1980): Itinéraire géologique à travers de Crétacé moyen des Chaines Vasco-gotiques et Celtibérique (Espagne du Nord).- Cuad. geol. iber., 5, 125-240, Madrid.
- WIEDMANN, J. & KAUFFMAN, E.G. (1978): Mid-Cretaceous Biostratigraphy of Northern Spain.- Ann. Mus. nat. Nice, 4 (1976), iii1-iii22, Nizza.
- WIEDMANN, J., REITNER, J., ENGESER, T. & SCHWENTKE, W. (1983): Plattentektonik, Fazies- und Subsidenzgeschichte des basko-kantabrischen Kontinentalrandes während Kreide und Alttertiär.- Zitteliana, 10, 207-244, München.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History.- 471 S., Berlin (Springer)
- WINNOCK, E. (1973): Exposé succinct de l'évolution paléogéographique de l'Aquitaine.- Bull. Soc. géol. Fr. (7), 15, 5-12, Paris.
- WOLTER, R. & SCHNEIDER, H.J. (1983): Saline Relics of Formation Water in the Wettersteinkalk and their genetical Connection with the Pb-Zn Mineralisation.- In: SCHNEIDER, H.J. (ed.), Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, 225-230, Berlin (Springer).
- WRAY, J.L. (1977): Calcareous Algae.- 185 S., Oxford (Elsevier).
- WRIGHT, L.D. (1978): River Deltas.- In: DAVIS, R.A. (ed.), Coastal sedimentary Environments, 5-68, Berlin (Springer).
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps.- In: MÜLLER, G. (ed.), Sedimentology of parts of Central Europe, 147-185, Frankfurt a. Main (Kramer).
- ZIEGLER, A.M., WALKER, K.R., ANDERSON, E.J., KAUFFMAN, E.G., GINSBURG, R.N., & JAMES, N.P. (1974): Principles of benthic Community Analysis.- Sedimenta, 4, Miami.