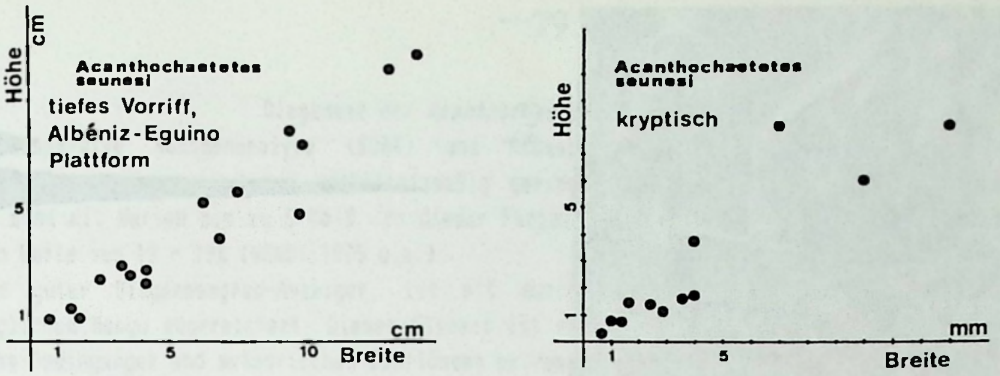



Abb. 39 Größen-Spektrum der Gattung *Acanthochaetetes* sp.
a. Verteilung im tiefen Vorriff
b. Verteilung in Riffhöhlen und unter großen Gerüstbildnern

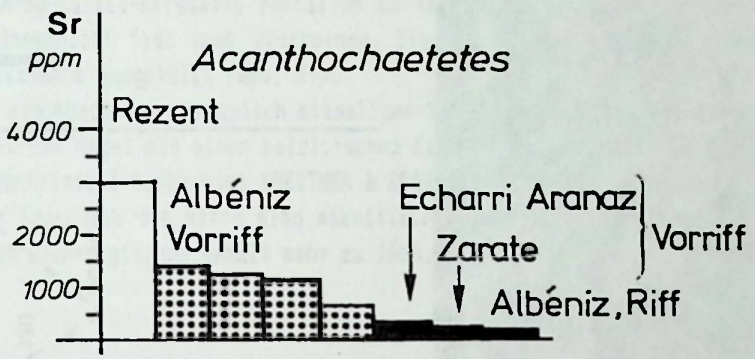



Abb. 40 Sr-Verteilungshistogramm der untersuchten Mg-Kalzite der Acanthochaetetiden. Deutlich erhöhte Werte (1300 - 600 ppm) finden sich bei den Acanthochaetetiden des Albeniz-Vorriff (Abb. 34), die nur um 2/3 von den Werten rezenter Mg-Kalzite abgereichert sind ("rezenter" Wert aus VEIZER & WENDT 1976). Die Werte der Riff-Vorkommen sind aufgrund der intensiven meteorischen Diagenese extrem abgereichert (200 - 300 ppm).

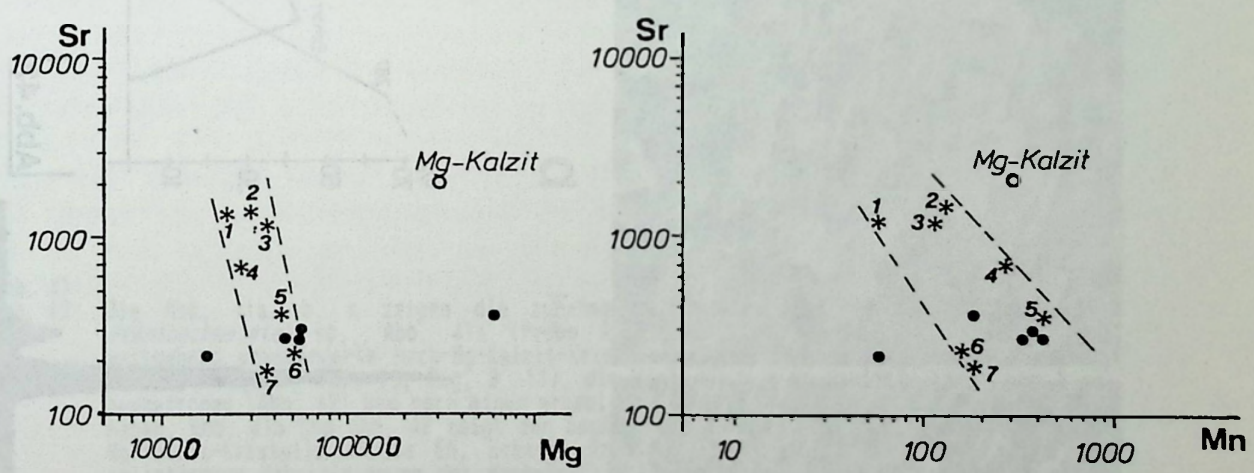
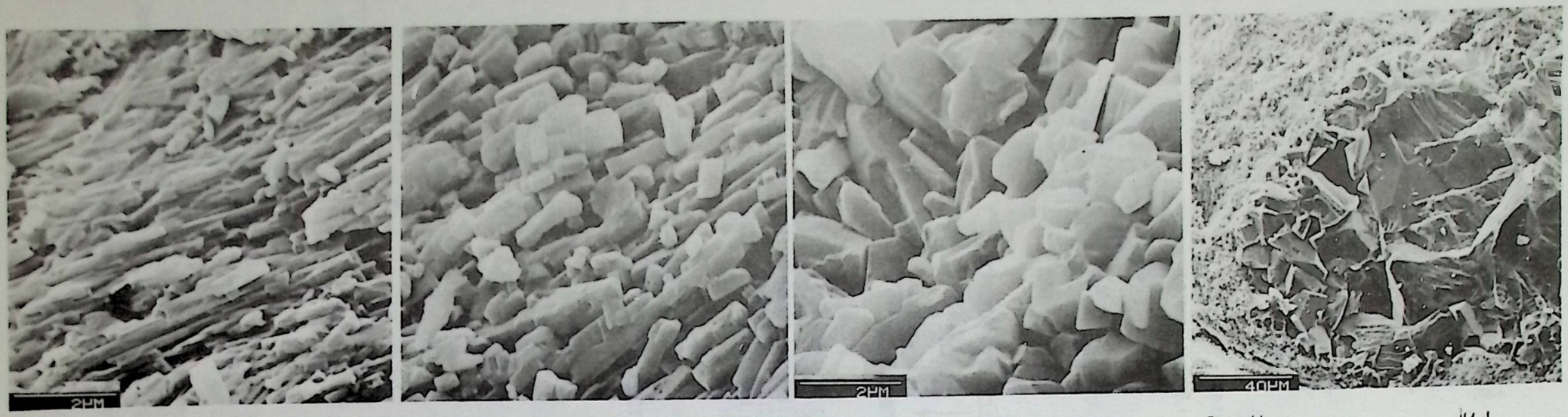
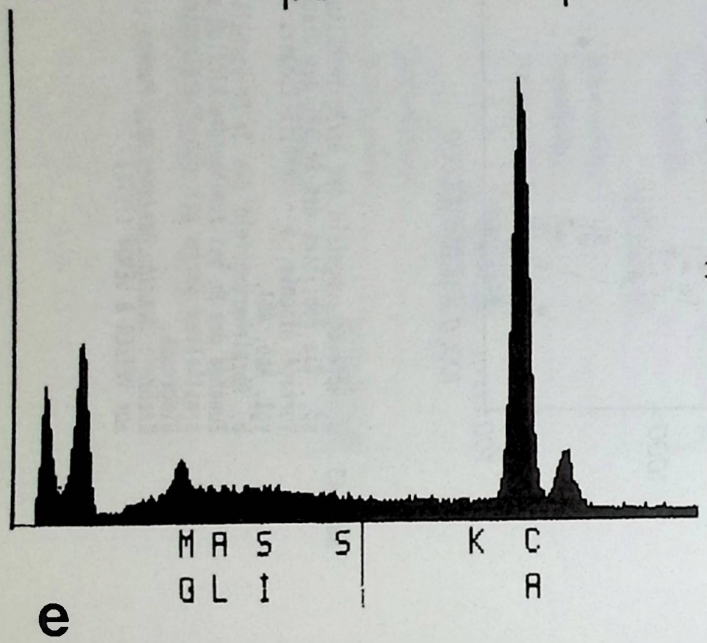



Abb. 43 a. Abreicherungsfeld des Sr/Mg-Verhältnisses des Hoch-Mg-Kalzits bei *Acanthochaetetes* sp.. Die Mobilität des Sr bei der Diagenese ist höher als die des Mg. (1, 2, 3, 4 - Vorriff Albeniz, 5 - Vorriff Echarri Aranaz, 6 - Vorriff Zarate, 7 - Riff Albeniz, vgl. Abb. 40).
b. Abreicherungsfeld des Sr/Mn-Verhältnisses des Hoch-Mg-Kalzits. Deutlich ist die Zunahme des Mn bei zunehmendem Einfluß spätdiagenetischer meteorischer Wässer. Die ermittelten Werte bei den Pharetroniden fallen weitgehend in das Feld intensiver Diagenese.
Kreuze : *Acanthochaetetes* sp., Punkte : Pharetroniden, Lower Greensand; England, Daten aus VEIZER & WENDT (1976)

Abb.
41




a b c d




e

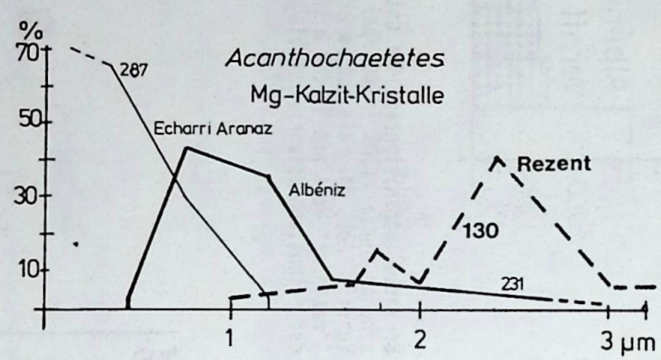
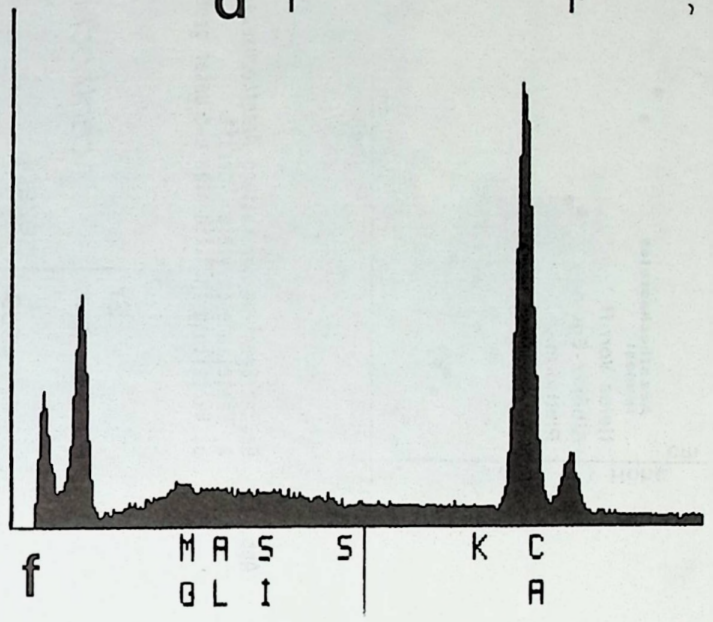



Abb. 42




f

Diagenese der *Acanthochaetetes*-Biofazies

Energie-dispersive Röntgenanalyse (EDAX) und Atomabsorptions(AAS)-Analysen von Hoch-Mg-Kalzit-Sclerospongiern zeigen eine nur verhältnismäßig geringe Abreicherung bestimmter Elemente. Die Mg-Gehalte sind mit Werten bis zu 5 Mol% in dieser Fazies relativ hoch. Heutige Vertreter dieser Gruppe besitzen Werte von 12 - 19% (WENDT 1979 u.a.).

Sr, ein guter Diagenesegrad-Anzeiger, ist mit durchschnittlich 1000 ppm nur um 2/3 von der ursprünglichen Menge abgereichert. Dieses Element ist normalerweise extrem mobil und wird bei offenen Diagenese-Bedingungen und meteorischen Einflüssen extrem abgereichert (KINSMAN 1969, COULON 1979, KRANZ 1976 u.a.) (Abb. 40., 43).

Die Ultrastruktur des festen Kalzitskeletts zeigt teilweise unveränderte Merkmale. Die Hoch-Mg-Kalzit-Kristalle besitzen durchschnittlich eine Länge von 2 - 3 um (Abb. 42). Im Dünnschliff sind sie durch eine honiggelbe Farbe charakterisiert. Nur an den Rändern zu den Tuben-Poren kommt es zu einem Zerfall der elongaten Hoch-Mg-Kalzit-Kristalle (Mikritisierung) verbunden mit einer totalen Abreicherung an Mg (Abb. 41). Die Hoch-Mg-Kalzit-Kristalle zerfallen in Tief-Mg-Kalzit-Kristalle von einer Größe unter 1 um, die dann im Dünnschliff fast opak erscheinen. Die Tuben-Poren sind mit einem spätdiagenetischen Tief-Mg-Kalzit-Blockzement ausgefüllt (Abb. 41).

Die in das Skelett eingebauten ursprünglich kieseligen Scleren wurden frühest-diagenetisch herausgelöst und die Hohlräume in der Regel mit einem kalzitischen Einkristall verfüllt. In wenigen Fällen wird auch ein Tief-Mg-Mehrfach-Kristall beobachtet (REITNER & ENGESER 1983) (Taf. 19, Fig. 4, 5).

Die Acantochaeteten innerhalb des Riffs sind mikritisiert und die Spurenelement-Verteilung lässt keine Rückschlüsse auf den ursprünglichen Gehalt mehr zu (Abb. 41).

Abb. 41
Abb. 42 Die Abb. 41a, b, c zeigen die zunehmende Diagenese der Hoch-Mg-Kristalle bei *Acanthochaetetes* sp., Abb. 41a (Probe A 21 Albéniz, REM-Nr. 1719) zeigt noch weitgehend unveränderte Hoch-Mg-Kalzit-Kristalle (vgl. Ultrastruktur von *Ac. wellsi*, Taf. 18, Fig. 8; Taf. 19, Fig. 3, 14), die sich durch eine maximale Länge von 3 um auszeichnen (Abb. 42) und noch einen erheblichen Anteil an Mg (ca. 5 Mol %) (Abb. 41e) haben. Abb. 41b und Abb. 42 zeigt den beginnenden Zerfall (Mikritisierung) der Hoch-Mg-Kalzit-Kristalle (Probe EA, Echarri Aranaz, REM-Nr. 1823). Abb. 41c zeigt die vollständige Mikritisierung der Hoch-Mg-Kalzit-Kristalle und die Umwandlung in einen Tief-Mg-Kalzit, (vgl. Abb. 41 f, EDAX-Analyse; Probe OZT 6/81, Otzaurte-Riff, REM-Nr. 1827). Das gleiche EDAX-Analysenmuster zeigt sich beim spätdiagenetischen Blockzement B (Probe A 21, wie Abb. 41a).

3. Riffkern (Fazieszone 11a) (Abb. 33, 37a, b, 46a, b; Taf. 13 - 16)

Mikrofazies

In der Regel verzahnen sich die typischen Schuttfazien mit weitgehend strukturlosen Körpern, deren Mikrofazies vorwiegend aus Framestones, Floatstones und Packstones besteht. In noch erhaltenen Frame-Gefügen findet sich zwischen den Organismen in Lebendstellung ein mikritischer Mudstone, der allerdings erst bei der postmortalen Frühdiagenese des Riffs in die Hohlräume eingedrungen ist. Belegt wird dies durch Auffüllung von Kleinhöhlen, deren Resthohlräume mit geopetalem Sparit verfüllt sind. Die Organismen dieses Sediments bestehen oft nur aus dünnschaligen Ostrakoden, die einen extremen Environment-Wechsel nach dem Absterben der Riffe anzeigen. Der Mikrit besteht meist aus Pellets, im Gegensatz zu den Mikriten, die durch Bioerosion und Organismenzerfall entstanden sind (Taf. 15). Ein Teil der beobachteten Kleinhöhlen sind Mikro-Karsthohlräume aufgrund ihrer unregelmäßigen Struktur und der Verfüllung mit einem Ankerit-Zement, der nur in diesen Höhlen gefunden wird (Taf. 13, 2). Die Rifforganismen zeigen in diesen Bereichen eine intensive Diagenese. Mikrostrukturen sind kaum vorhanden, so daß von einer gänzlichen Auflösung der Schalen unter vadosen Bedingungen gerechnet werden muß. Die Hohlräume sind mit einem drusigen Fe-Kalzit verfüllt (EDAX-Analyse).

In den sedimentären Mikriten werden Stromatactis-Hohlräume von 1 cm Größe und mehr beobachtet.

Innerhalb der Plattform lassen sich zwei Typen von Plattformrand-Riffen unterscheiden, ein nördlicher und ein südlicher Typ.

Die Riffkern-Fazies der nördlichen Bereiche bei Otzaurte sind mit bis zum 200 m erheblich mächtiger und weiter verbreitet als die Vorkommen im südlichen Barranca-Tal.

Biofazies (Taf. 13 - 16)

Die Riffkerne werden zum größten Teil aus großen plattigen Korallen der Gattungen *Microsolena* sp., *Thamnasteria* sp., *Actinaria* sp., *Cantodocis* sp., aus mehr sphärischen Formen der Gattung *Astrocoenia* sp., *Stylina* sp. und *Isastrea* sp. sowie aus nicht näher bestimmbaren Vertretern der Meandrorea und pilzförmigen Formen wie *Dimorphastrea* sp. aufgebaut. Neben den massiven Korallenstöcken finden sich wenige Vertreter dendroider Korallen meist der Gattung *Calamophyllia* sp., paceloide Formen mit *Placocoenia* sp. und solitäre Korallen der *Montlivaltia*-Gruppe. Neben den Scleractiniern als Gerüstbildner 1. Ordnung spielen große Exemplare von Stromatoporen der Arten *Actinostromaria cantabrica* und *A. tenuis* sowie der Gattungen *Steineria sp.* und *Astroporina sp.*, die oft als Komponenten in den Vorriff-Debris Flows auftreten, eine Rolle. Im Verhältnis zu den massiven Korallen sind sie allerdings selten. Als sekundäre Gerüstbildner finden sich Lithistiden der Unterordnungen Rhizomorina, Sclerospongier vertreten durch *Acanthochatetes ramulosus*, selten mit *A. seunesi*, kleinen Stromatoporen, Hydrozoen (*Milleporidium* sp.), Pharetroniden und Rudisten mit den Gattungen *Eoradiolites* sp. und *Pseudotoucasia* sp.. Als Mikrogerüstbildner finden sich krustose Lituoliden mit den Gattungen *Coscinophragma* sp. und *Placopsilina* sp., die kleine Riffe bis zu 2 cm Höhe bilden können.

Die Organismen werden von krustosen Algen unterschiedlichster Gruppen zementiert. Die wichtigsten Zementierer sind Vertreter der Melobesiaceae mit *Archaeolithothamnium* sp. und *Lithophyllum* sp.. Untergeordnet finden sich als Krustierer *Ethelia alba* und *Lithocodium aggregatum*. Neben den Kalkalgen finden sich diffuse Reste nicht verkalkter Algen, insbesondere in den tiefen Übergangsbereichen zwischen den Debris Flows des Vorriffs und dem Coralgal-Frame. Es handelt sich hierbei um wolkige Strukturen eines dunklen Mikrits, mit einem diffusen lagigem Aufbau. Vermutlich handelt es sich um Cyanophyceen-Kolonien, die eine gewisse Stabilisierungsfunktion besitzen. PASCAL (1982a) erwähnt für die Urgo-Apt-Riffe in gleicher ökologischer Position einen ähnlichen Faziestyp, den er "mud-mound algaire" nennt. Die Cyanophyceen-Lagen führt er auf die porostromate Alge "*Schizophytes*" zurück.

Riff-Höhlen (Abb. 38; Taf. 15)

Ein weiterer wichtiger Biotop des Riffkerns sind unterschiedlich dimensionierte Riff-Höhlen, die mit einer spezifischen Fauna besiedelt sind, die charakterisiert ist durch kleine Vertreter der Gattung *Acanthochaetetes* sp. (Durchschnittsgröße 1 cm), die zusammen mit anderen sessilen Filterern, Abweidern und Mikroherbivoren jedoch ohne Vertreter von Algen eine kryptische Organismen-Gemeinschaft bilden (Abb. 38). Die Zusammensetzung dieser Sclerospongien-Gemeinschaft gleicht in vielen Zügen denen der heutigen Vorkommen im Pazifik und der Karibik (HARTMANN & GOREAU 1975, JACKSON et al. 1971, REITNER & ENGESER 1983).

Ein weiterer wichtiger Faziestyp dieses Bereichs ist eine charakteristische Algen-Biofazies, die sich in geschützten Bereichen des Riffkerns befindet und dort Bafflestones bildet.
Es handelt sich dabei um Corallinaceae mit *Lithophyllum amphiroeformis, Archeolithothamnium rude, Kymalithon belgium* und einen Vertreter der Solieraceae, *Agardhiellopsis cretacea*, die kleine Bafflestone-Büschel bilden können. Zusammen mit den Rotalgen finden sich häufig große Exemplare von Codiaceen der Gattungen *Arabicodium* sp. und Dasycladaceen der Gattung *Dissocladella* n.sp. (Taf. 20, 21).
Die Rotalgen-Gemeinschaft ist typisch für Alb-Riffe und wird in den meisten entsprechenden Vorkommen des mediterranen Raumes beobachtet (LEMOINE 1965). Beschriebenn wurde diese Flora erstmals von LEMOINE (1925) aus dem Steinbruch von Vimport bei Tercis (Landes, SW-Frankreich); dabei wurde der Begriff "Flora Vimport" eingeführt.
Neben den faziesbestimmenden Korallen, Stromatoporen und Algen gibt es weitere zum Biosystem des Riffs gehörenden Gruppen, wie cidaride Echiniden, deren Stacheln häufig sind, Brachiopoden der *Coenothyris*- und *Rhynchonella*-Gruppe, dickschalige Austern und relativ häufige decapode Crustaceen (Galatheidae), die erstmals von VAN STRAELEN (1940) beschrieben wurden und die neuerdings eine Revision durch VIA BOADA (1980) erfahren haben.
Bryozoen spielen nur eine untergeordnete Rolle. Die beobachteten Foraminiferen sind mit Ausnahme der krustosen Arten allochthon. Die Mesorbitolinen haben aunahmslos Schwamm-Skleren agglutiniert, ein sicherer Hinweis auf einen Quarzsand-freies Riff-Biotop (Abb. 109).
Bohrende Organismen sind häufig. Beobachtet werden lithophage Muscheln und zwei Arten von Bohrschwämmen des *Cliona*-Typs mit fusiformen (amphioxen) Skleren (Taf. 15, Fig. 5, 6).

Interpretation

Die linsenförmigen Körper mit einer Ausdehnung von bis zu einigen hundert Metern mit hermatypen massiven Korallen und Stromatoporen, die durch krustose Kalkalgen zementiert sind (Coralgal-Frame), sind typisch für die wellenresistenten meerwärtigen subtidalen Wachstums-Ränder von Riffen (LANG et al. 1975, MORTON 1974).

4. Reef Flat (Riffebene) (Fazieszone 10/9) (Abb. 46a, b; Taf. 20, 21, 23, 24)

Mikrofazies

Die Faziesbereiche, die sich unmittelbar hinter dem Riffkern anschließen, sind sehr heterogen und entsprechen am besten einer Riffebene oder Reef-Flat mit sehr hohen Faunen- und Floren-Diversität, vergleichbar mit modernen Riffen, wie sie von MERGNER & SCHEER (1974) beschrieben werden.
Die Riffebene stellt innerhalb des Riffbereichs der Plattform die Fazies mit der größten räumlichen Verbreitung dar. Die häufigste beobachtete Mikrofazies sind Floatstones nahe der Riff-Front mit großen Bioklasten. Rudstones, Wackestones und Bafflestones finden sich in diesem Bereich nur selten. Der Sortierungsgrad der Klasten ist mit Werten um 1,8 - 2 ziemlich schlecht, der Auswaschungsgrad der Mikrite innerhalb der Rudstones ist durchschnittlich. Die Komponenten sind ausnahmslos mit Mikritrinden versehen. Die Karbonate sind hellgrau bis weiß und besitzen einen hohen Karbonatgehalt von 98 - 99 %. Terrigener Einfluß fehlt fast völlig. Peloide und Intraklasten sind in einigen Mikrofazies-Typen (z.B. Wackestones) häufig.
In den Hohlräumen und Poren finden sich mehrere Zementations-Phasen. Neben einem ersten fibrösen $A_1$-Zement findet sich ein zweiter radial-axialfibröser $A_2$-Zement, der z.T. als vadoser Meniskus- und Dripstone-Zement vorliegt. Radialaxiale Zemente können nach Meinung von BECHSTÄDT (1974) auch unter vadosen Bedingungen gebildet werden. KENDALL & TUCKER (1973) glauben allerdings an eine rein subtidale Zementation. Die Kombination von radialaxialfibrösen Zementen unterstützt die Ansicht von BECHSTÄDT (1974) (Taf. 15, Fig. 3).
Neben den fibrösen, vermutlich ursprünglich aragonitischen Zementen wird auch ein mikritischer A-Zement beobachtet, der vermutlich einen mikritisierten Mg-Kalzit-Zement darstellt. Die Korngröße des Mikrits ist mit ca. 1 um konstant. Dieser Mikrittyp wird auch bei diagenetisch veränderten Hoch-Mg-Kalzit bei *Acanthochaetes* sp. im REM beobachtet (Abb. 41). Als spätdiagenetische Zemente finden sich in der Regel drusige Fe-Kalzite. Die aragonitischen Schalen zeigen entweder neomorphe granulare Kalzite mit Resten von Mikrostrukturen oder sie wurden gänzlich aufgelöst und die Hohlräume mit einem isometrischen drusigen B-Zement verfüllt. Die Mg-Kalzit-Schaler sind ausnahmslos mikritisiert.
Die intesive frühdiagenetische, meteorisch stark beeinflußte Diagenese wird weiterhin dokumentiert durch die extreme Abreicherung des Sr, das mit Werten um 180 - 200 ppm die niedrigsten beobachteten Werte

innerhalb der Plattform darstellt. Dies kann auf die frühdiagenetische Auflösung des Aragonits zurückgeführt werden (KINSMAN 1969). Die niedrigen Fe-Gehalte unter 1000 ppm weisen auf einen nur sehr geringen terrigenen Einfluß hin (vgl. Kap. 14).

Biofazies (*Caprina*-Biofazies) (Abb. 44; Taf. 23)

Die Biofazies der Riffebene ist charakterisiert durch das häufige Auftreten von capriniden Rudisten wie *Caprina choffati* und selten *Praecaprina* sp.. Diese Rudisten werden innerhalb des Reef Flats beobachtet. Dieser Rudisten-Typ bildet wie die Toucasien kein biosedimentäres Gefüge. Sie liegen auf einem stabilen Weichboden, der mikritisch (Floatstones) oder arenitisch sein kann (Grainstones, Rudstones). Die einzelnen Individuen berühren sich nicht. Vollständige Exemplare dieser Rudisten werden nur in der Floatstone-Fazies gefunden, vergleichbar mit dem Vorkommen großer Toucasien.

Die beiden Klappen der Capriniden-Schale sind extrem ungleichförmig. Die größere fixe, oft eingerollte Klappe stellt vermutlich die rechte, die kleinere freibewegliche Klappe vermutlich die linke Klappe dar. Die fixe Klappe kann an ihrer Unterseite abgeflacht sein (COOGAN 1977). Die Capriniden sind leicht an ihrer Wandstruktur zu erkennen, die charakterisiert ist durch sogenannte Pallial-Kanäle, die ein mehr oder weniger kompliziertes Verzweigungsmuster besitzen. Die Funktion dieser Kanäle ist allerdings unklar. Denkbar ist zum einen ein ökonomisches Prinzip des Schalenabbaus, ähnlich dem bei pycnodonten Austern und zum anderen die Funktion einer Oberflächen-Vergrößerung für den Mantel, um eventuell größere Mengen von symbiotischen Grünalgen aufnehmen zu können (vgl. VOGEL 1975).

Neben den Capriniden finden sich sphärische und pilzförmige große Korallen, von denen *Isastrea* sp., *Pseudofavites* cf. *collignoni*, *Astrocoenia* sp. und *Heliocoenia* sp. bestimmt werden konnten. Dendroide Scleractinier sind relativ selten.

Neben den dominierenden Capriniden und massiven Korallen finden sich *Toucasia* sp., *A. ramulosus*, Bryozoen, Brachiopoden, Crinoiden, cidaride Echiniden, Lithistida, Pharetroniden, epibyssate Muscheln, Gastropoden und Stromatoporen. Der Rudist *Eoradiolites* sp. wird im Eguino-Riff nur selten beobachtet.

Die Schalen der capriniden Rudisten sind in der Regel besiedelt von kleinen lithistiden Schwämmen, von *A. ramulosus*, Bryozoen, krustosen Foraminiferen und krustosen Algen wie *Lithocodium* sp. und *Ethelia alba*. Eine wichtige Rolle spielen die Algen in dieser Biofazies. Sehr häufig sind Vertreter der "Flora Vimport", insbesondere mit den Arten *Lithophyllum amphiroeformis* und *Agardhiellopsis cretacea*. Neben den artikulaten Rotalgen finden sich untergeordnet Vertreter der Melobesiaceen mit *Archaeolithothamnium* sp., *Lithophyllum* sp., *Lithothamnium* sp., *Mesophyllum* sp. und die problematische Alge *Marinella* sp.. Aragonitische Rotalgen wie *Solenopora* sp. und *Parachaetetes* sp. sind sehr häufig. Sie erreichen mit 2 - 5 cm eine erhebliche Größe. Codiaceen der Gattungen *Arabicodium* sp. und *Boueina* sp. sind weitverbreitet, ebenso die Alge *Ethelia alba*. Dasycladaceen sind relativ selten und mit *Triploporella marsicana*, *Dissocladella* sp., *Neomeris cretacea* und *Acicularia* sp. vertreten. Bei den Foramniniferen dominieren die involutiniden Formen wie *Hensonina lenticularis* und *Trocholina* sp.. Mesorbitolinen sind relativ häufig mit den Arten *M. subconcava* und *M. aperta*, die nur Schqmmskleren agglutiniert haben. Ataxophragmiiden und Lituoliden sind allgemein selten. Eine Fauna, wie sie in der *Caprina*-Fazies von Suances beobachtet wird, findet sich hier nicht.

Biofazies (Grainstone-Fazies) (Taf. 24)

Das Reef Flat besteht in seinen Riff-fernen, distalen Teilen aus einer Grainstone/Rudstone-Fazies. Die Komponenten sind extrem abgerollt, gut sortiert (ca. 1,2) und besitzen alle dicke Mikrit-Rinden. Intraklasten sind selten. An Zementen werden fibröse A- und drusige B-Zemente beobachtet. In einigen Fällen finden sich häufig vadose Meniskus-Zemente.

Es werden hier zwei Faziesbereiche beobachtet; eine shoal-artige weiterverbreitete Zone mit häufigen Schrägschichtungen (Taf. 24, Fig. 2) und ein rinnenartiger, engräumiger Bereich ohne Schrägschichtungen (Taf. 24, Fig. 1).

In der Rinnenfazies sind Großforaminiferen, meist *Dictyoconus* sp. und *Neorbitolinopsis conulus* angereichert.

In der Shoal-Fazies finden sich Organismen der riffnahen *Caprina*-Biofazies. Die Schrägschichtungen sind unidirektional und planar, zeigen einen Winkel von 20 - 30° und eine Höhe von ca. 5 - 10 cm. Sie entsprechen dem Typ, der an der Basis des Miticha-Mounds gefunden wird. Es handelt sich vermutlich um Schrägschichtungen, die durch Tidal-Strömungen verursacht werden.

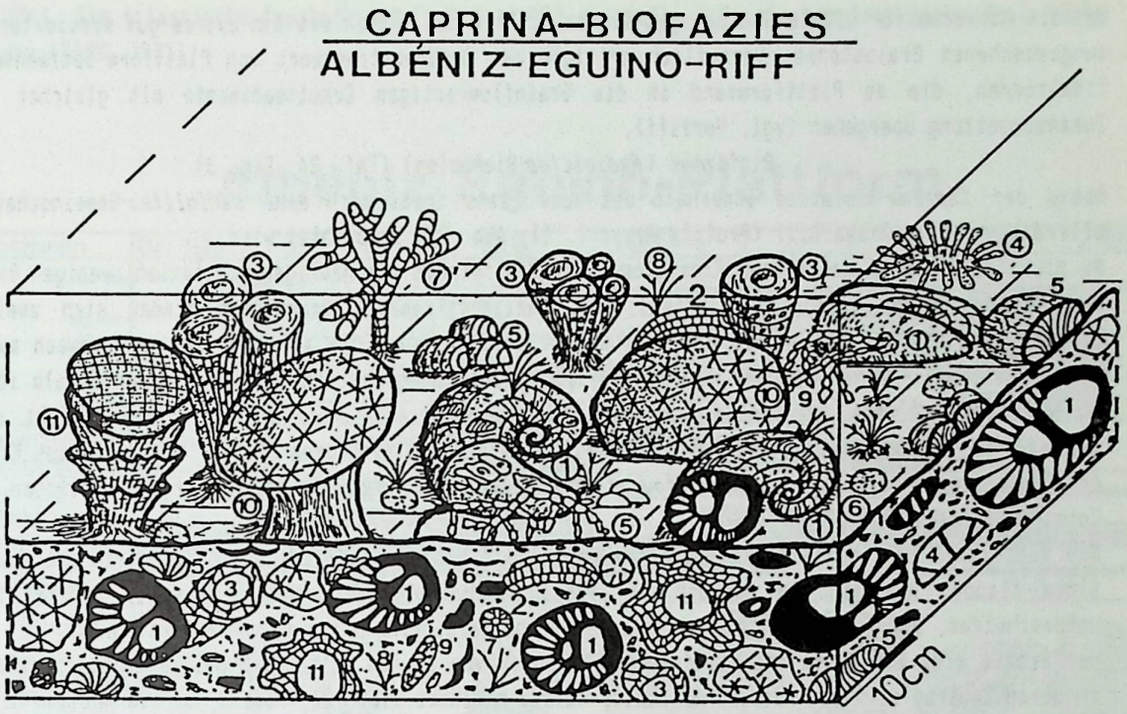



Abb. 44 *Caprina choffati*-Biofazies (Fazieszone 10) der Albéniz-Eguino-Plattform. Die Individuen der Capriniden bilden kein Gerüst (1). Die Capriniden werden umkrustet von *Coscinophragma* sp. und corallinen Rotalgen. Das Sediment stellt einen stabilen Weichboden oder einen frühzeitig lithifizierten Rudstone dar.
1 - *Caprina choffati*, 2 - Melobesiaceae, 3 - Pharetroniden, 4 - reguläre Echiniden, 5 - *Solenopora* sp./*Pycnoporidium* sp., 6 - *Mesorbitolina* sp., 7 - *Triploporella marsicana*, 8 - Flora Vinport, 9 - *Arabicodium* sp., 10 - halbsphärische und kugelige Scleractinier, 11 - *Eoradiolites* sp.

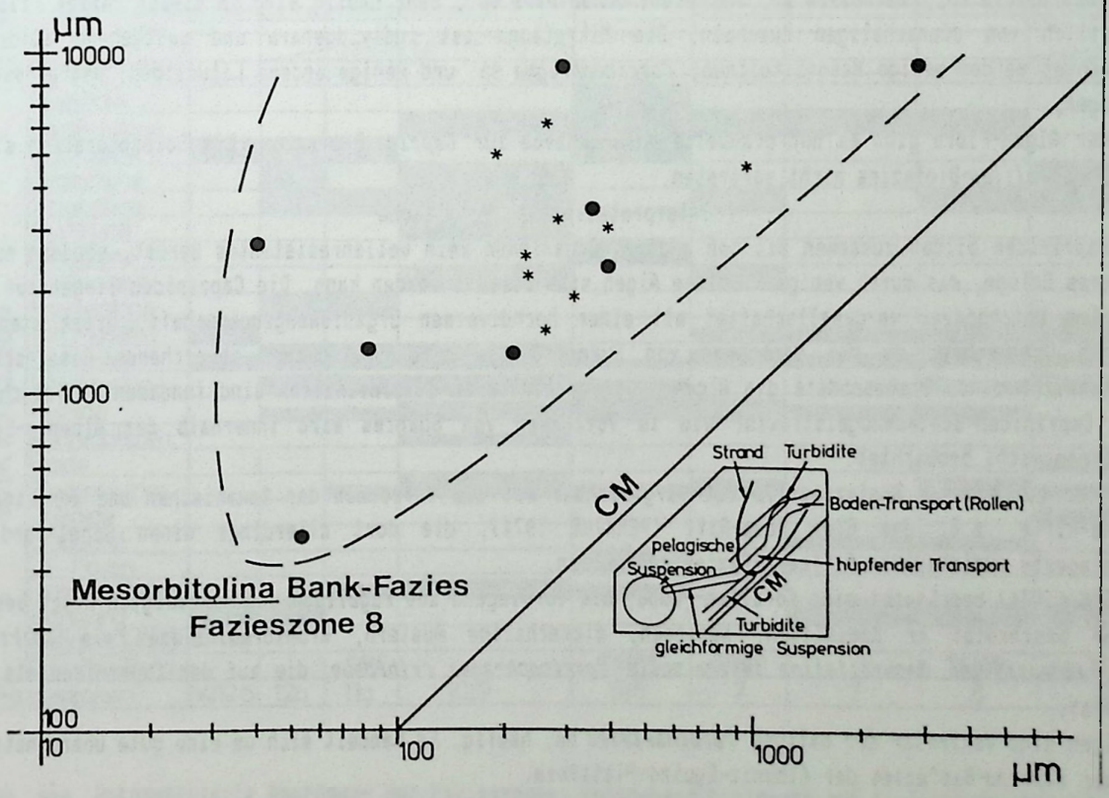



Abb. 45 CM-Diagramm der Mesorbitolinen-Bankfazies, aus dem ein strandähnliches Muster hervorgeht. Die Korngrößen wurden aus Schliffdaten ermittelt; 300 - 500 Messungen wurden dem Diagramm zugrunde gelegt.
Punkte : Mesorbitolinen, Kreuze : Nummuliten, Daten aus AIGNER 1982

Weitere Hinweise für tidale Bedingungen finden sich in den Rinnen mit den extrem gut sortierten und ausgewaschenen Grainstones. Vermutlich erfolgte der Sedimenttransport von Plattform-Sedimenten in diese Tidalrinnen, die am Plattformrand in die Grainflow-artigen Schuttsedimente mit gleicher Bioklasten-Zusammensetzung übergehen (vgl. Vorriff).

Biofazies (*Radiolites*-Biofazies) (Taf. 24, Fig. 3)

Neben der *Caprina*-Biofazies innerhalb des Reef Flats tritt noch eine *Radiolites*-Gemeinschaft auf, die allerdings nur im Araya-Riff (Profile Araya I, II; Abb. 32) beobachtet wird.

An Mikrofazies-Typen dominieren Floatstones und Grainstones mit häufigen Bioklasten, wenigen Rindenkörnern und Pseudopeloiden (Mini-Intraklasten). Als faziesbestimmende Organismen finden sich zwei Rudisten-Gruppen, erstens Radioliten mit der Gattung *Eoradiolites* sp., die aufgrund der nur schwach ausgebildeten äußeren Siphonal-Bänder und der starken Berippung der Zahngrube innerhalb der fixen Schale identifiziert wurden, und zweitens requienide Rudisten mit *Pseudotoucasia* sp.. Diese Gattung gleicht der Gattung *Toucasia* sp., unterscheidet sich von ihr durch eine erhöhte Myophoren-Platte in der rechten Klappe und in der ökologischen Verbreitung. *Pseudotoucasia* sp. findet sich auch als sekundärer Gerüstbildner in den Coralgal-Frames.

Die Radioliten besitzen eine zylindrische konische fixe rechte Klappe und eine operkulide freibewegliche linke Klappe. Sie sind im Dünnschliff leicht durch ihre netzartige Schale von anderen Rudisten zu unterscheiden. Die äußere Schale ist kalzitisch und zeigt eine prismatische Mikrostruktur. Der innere Teil der Schale wird aus einem trapezoedrischen Netzwerk von dünnen kalzitisch-prismatischen Leisten gebildet, in deren Zentrum sich ein neomorpher heller Kalzit befindet (Taf. 24, Fig. 3, 5). Vermutlich handelt es sich hier um eine "Lichtleiter"-Funktion für eventuell vorhanden gewesene einzellige Grünalgen.

Die Radioliten bilden keine Kolonien, stecken aber mit der fixen Schale im Sediment. Im hier vorliegenden Fall handelt es sich um mikritische Floatstones. Sie übernehmen in diesen Reef Flat-Environment z.T. die Nische der Capriniden, zusammen mit *Pseudotoucasia* sp., die von der Form und Lebensweise den Capriniden am nächsten kommt. In Extrembiotopen werden Radioliten, ähnlich den Capriniden, nie beobachtet.

In der hier beschriebenen Biofazies des Reef Flats sind die Rudisten vergesellschaftet mit dickschaligen Austern, Bryozoen, Serpeln, wenigen sphärischen Korallen, Pharetroniden, wenigen Lithistiden, *Actinostromaria* sp., *Barroisia* sp. und *Acanthochaetetes* sp.. Sehr häufig sind in dieser Fazies Filamente, vermutlich von dünnschaligen Muscheln. Die Mikrofauna ist individuenarm und weitgehend autochthon. Beobachtet werden wenige Mesorbitolinen, *Coscinophragma* sp. und wenige andere Lituoliden. Ostrakoden sind häufiger.

Bei der Algen-Flora gibt es nur graduelle Unterschiede zur *Caprina* Biofazies. Die Solenoporaceen sind in der *Eoradiolites*-Biofazies nicht vertreten.

Interpretation und Vergleiche

Die Capriniden bilden zusammen mit den anderen Organismen kein wellenresistentes Gerüst, sondern nur ein lockeres Gefüge, das durch wenige krustose Algen stabilisiert werden kann. Die Capriniden liegen auf einem stabilen Weichboden, vergesellschaftet mit einer hochdiversen Organismengemeinschaft. Diese stehen in krassem Unterschied zu dem Vorkommen von Suances, die durch vollkommen abweichende Gemeinschaften dokumentiert sind. Insbesondere die Algen- und Foraminiferen-Gemeinschaften sind fundamental verschieden. Eine Capriniden-Schlammhügelstruktur wie im Vorkommen von Suances wird innerhalb der Albeniz-Eguino-Plattform nicht beobachtet.

Der hier auftretende Biofazies-Typ ist vergleichbar mit den Vorkommen der texanischen und mexikanischen Kreide-Riffe, z.B. dem Glen Rose-Riff (PERKINS 1974), die dort allerdings einen Schelfrand ohne vorgelagerte rudistenlose Riffkern-Fazies darstellen.

PERKINS (1974) beschreibt eine Korallen-Fauna, die vorwiegend aus kugeligen und verzweigten Arten besteht. Weiter beschreibt er Radioliten, Nerineen, dickschalige Austern, Großforaminiferen wie *Coskinolina sunnilandensis* und *Mesorbitolina texana* sowie *Coscinophragma cribrosum*, die auf den Capriniden als Epöke siedelet.

An Algen sind Vertreter der Gattung *Parachaetetes* sp. häufig. Es handelt sich um eine gute Übereinstimmung mit der *Caprina*-Biofazies der Albéniz-Eguino-Plattform.

Vergleiche mit heutigen Reef Flats sind möglich, insbesonde mit den *Tridacna*-Vorkommen, die sich in vergleichbare ökologischer Position befinden. Im Mantelrand dieser Muschel leben einzellige Symbionten

(McMICHAEL 1974). Die triassische Megalodonten-Fazies stellt ebenfalls z.T. ein vergleichbares Reef Flat-Environment dar (ZANKL 1971).

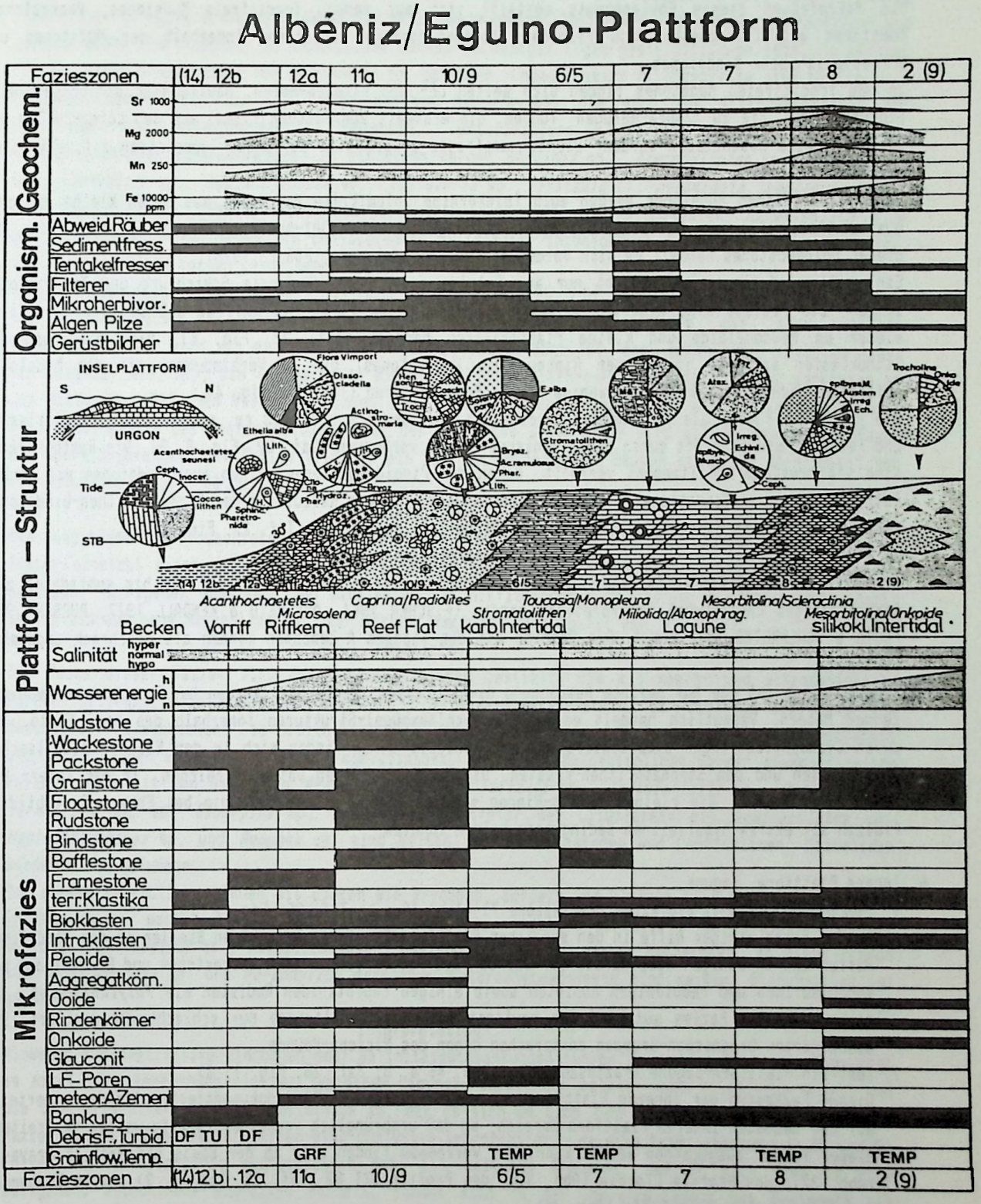



Abb. 46a Rekonstruierte Anordnung der Faziezonen, weitgehend basierend auf Kartierbefunden und Profil-Auswertungen

5. Intertidal (Fazieszone 6, 5) (Abb. 46a, b; Taf. 22)

Mikrofazies

Eingeschaltet in die *Caprina*-Biofazies und die intertidalen Plattformrand-Karbonatsande finden sich eng begrenzte Mikritfazies mit nur geringem Bioklasten-Anteil.

Die Mikrofazies dieses Environments verteilt sich auf nahezu fossilfreie Mudstones, Wackestones, Rudstones mit Intraklasten und Pisoiden, tempestitartige Packstones innerhalb der Mudstones und stromatolithische Bindstones.

In den fossilfreien Mudstones finden sich selten LF- und Birdeye-Poren. Häufig sind schichtparalelle Schrumpfrisse, die zu "Zebra-Gefügen" führen, die erstmals von FISCHER (1964) aus den Lofer-Zyklen des Dachsteinkalks beschrieben wurden. Die Schrumpfrisse zeigen eine polyphase Zementation z.T. mit einem radialaxialfibrösen Kalzit.

Neben kalzitischen Mudstones werden auch feinkörnige Dolomikrite gefunden, aus denen kleine autigene Quarze (Abb. 107) mit Sulfat-Einschlüssen gewonnen wurden (EDAX-Analyse; Diskussion Kap. 14). Bei diesen Dolomudstones handelt es sich vermutlich um Protodolomite (PURSER 1973).

Ein weiterer Mudstone-Typ besteht nur aus Peloiden, die eine gradierte Schichtung und Trunkationen zeigen. Die Pellets sind sehr unregelmäßig in ihrer Größe (0,01 - 1 mm), so daß es sich vermutlich wieder um Peudopeloide und kleine Plastiklasten handelt (Taf. 22, Fig. 6). Die Ablagerung der Lithoklasten erfolgte in kleinen Rinnen. Die Wackestones, die in Verbindungen mit den Mudstones auftreten, führen Ostrakoden und wenige kleine Foraminiferen (Taf. 22, Fig. 4).

Die Rudstones führen als Komponenten Pisoide mit Durchmessern bis zu 3 cm, sowie kleine Plastiklasten und Pellets. Sie sind oft durch einen Meniskus-Zement verbunden (Taf. 22, Fig. 8, 9). Die Resthohlräume sind mit drusigem Kalzitzement verfüllt. Neben den Pisoid-Rudstones werden auch Rudstones mit großen Intraklasten (intraformationelle Brekzien) beobachtet, die ein Resediment der Stromatolithen-Bindstones darstellen. In situ Stromatolithen werden im Orobe-Riff beobachtet (Taf. 22, Fig. 3).

Interpretation

Die auftretenden Mikrofazies-Typen und ihr Gefüge-Inventar können als intertidale bis subtidales z.T. Sebkha-artiges Environment interpretiert werden (FISCHER 1964, ASSERETO & KENDALL 1977, PURSER 1973, FRUTH & SCHERREIKS 1982 u.a.). Die Pisoide mit den vadosen A-Zementen können als Beachrock angesehen werden.

Problematisch ist die nur geringe Ausdehnung dieser Fazies. Beobachtet werden nur Bereiche von wenigen Zehner Metern. Vermutlich handelt es sich um Schlammhügel-Strukturen innerhalb des Reef Flats, die durch Cyanophyceen-Lagen stabilisiert wurden. Hinweise dafür finden sich in den kleinen mikritischen Intraklasten und den Stromatolithen-Krusten. Die so entstandenen Untiefen reichen in das inter- bis supratidale Niveau. Die kleinen Peloid-Rinnen stellen kleine Priele dar, die bei Ebbe z.T. subtidale Pfützen mit extrem hypersalinen Bedingungen bilden konnten.

6. Innere Plattform, Lagune

1. *Monopleura/Toucasia*-Biofazies (Fazieszone 7) (Abb. 46 a,b; Taf: 25; Fig. 9, 10)

   An der Basis einiger Riffe in den südlichen Plattform-Bereichen an einigen Stellen in den nördlichen Riffen und in einigen Komponenten der Debris Flow-Fazies finden sich Wackestones und Floatstones mit monopleuriden und requieniden Rudisten sowie einigen caprotiniden Rudisten wie *Polyconites* sp.. Im ganzen ist die Fazies aufgrund der heutigen Aufschlußverhältnisse nur schlecht dokumentiert. Die assoziierten Organismen-Gruppen entsprechen denen des Micicha-Mounds.

2. Zentrale Plattform-Lagune (Fazieszone 7a) (Abb. 46 a, b; Taf. 25, Fig. 1, 2)

   Dieser Faziestyp der inneren Plattform ist nur an wenigen Stellen dokumentiert; allerdings verteilt auf den gesamten inneren Plattform-Bereich, so daß ursprünglich von einer relativ weiten Verbreitung dieser Fazies ausgegangen werden kann. Die Vorkommen finden sich an der Basis des Profils Araya II (Abb. 32), des Profils Ciordia (Abb. 31), des Profils OZT 82 (Taf. 25, Fig. 1, 2) und im Liegenden des Orobe- und Alsasua-Riffs (Abb. 46b).

   Mikrofazies

   Die Mikrofazies dieser gebankten Fazies mit Bankstärken um 10 - 20 cm mit mergeligen Zwischenlagen, verteilt sich auf Mudstones und Wackestones. Häufig sind terrigener Quarz, Glaukonit, Apatit, Siderit und Calcedon. Große Intra- und Extraklasten sind selten. Kleine Intraklasten (Plastiklasten)

und Peloide bilden z,.T. den Mikrit, Rindenkörner werden keine beobachtet. Die mikritische Matrix besteht aus Mikrosparit. Bioturbation ist häufig.

Biofazies

An Makrofauna finden sich wenige Ammoniten wie *Cainoceras* sp. und *Desmoceras* sp., Relativ häufig sind kleine irreguläre Seeigel (*Hemiaster* sp.), Gastropoden, Inoceramen (*Birostrina concentrica*) und terebratulide Brachiopoden. Schwammspicula können in einigen Lagen gesteinsbildend sein. In wenigen Fällen werden Schalenreste von *Monopleura* sp. gefunden. Unbestimmbare Pflanzenreste sind häufig.
Faziesbestimmend sind die z.T. sehr reichen Mikrofaunen, die sich aus Ataxophragmiiden und Milioliden und untergeordnet Lituolaceen, Textulariaceen, kalkigem Benthos und wenigen Großforaminiferen zusammensetzen. Im einzelnen werden *Dorothia* sp., *Arenobulimina* sp., *Valvuammina* sp., *Verneulina* sp., *Nezzazatinella* sp., *Textularia* sp., *Tritaxia* cf. *pyramidata*, *Lenticulina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Pseudotriloculina* sp. und *Mesorbitolina* sp. nachgewiesen. Hinweise für eine geringe Hypersalinität geben die dominierenden Milioliden, insbesondere *Pseudotriloculina* sp. (vgl. Kap. 15.1.). Algen werden keine beobachtet.

3. *Mesorbitolina*-Biofazies (Fazieszone 9, 8) (Abb. 46 a, b; Taf. 25, Fig. 12)

Die Lagunenfazies mit ihrer typischen Kleinforaminiferen-Biofazies mit sehr wenigen Großforaminiferen wird von einer Mesorbitolinen-Biofazies abgelöst, bzw. unterlagert (Profile Araya II, Albeniz; Abb. 32). Die Fazies zeigt einen deutlichen diachronen Charakter. In den Vorkommen an der Basis der südlichen Vorkommen finden sich *Mesorbitolina texana texana* und *M. subconcava*, hier eine Gemeinschaft des oberen Mittelalb, an der Basis des Orobe-Riffs wird mit *M. aperta* eine Fauna des Oberalb gefunden. Die Fazies tritt in bis zu 1 km aushaltenden Bänken mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 30 - 40 cm auf.

Mikrofazies

Die hauptsäschlich beobachteten Mikrofazies-Typen sind Floatstones und Wackestones. Die Floatstone-Textur entsteht durch die häufigen Mesorbitolinen und ist somit nur bedingt als Energie-Index zu benützen. Terrigener Quarzsand und Bioklasten mit Mikritrinden sind häufig. Glaukonit und Siderit treten als autigene Mineralien auf. Der Mikrit liegt als Mikrosparit vor.

Biofazies

Die Fauna dieser Fazies wird durch Mesorbitolinen bestimmt, die als makro- und mikrosphärische Formen vorliegen, wobei die großen (bis zu 2 cm) mikrosphärischen mit ca. 80 % die Hauptmenge der Mesorbitolinen ausmachen. Die Orbitolinen sind im Gegensatz zu den Riff-Formen alle scheibenförmig und haben feinen Quarzsand und Silt agglutiniert. Neben den Mesorbitolinen werden ataxophragmiide Foraminiferen mit den Gattungen *Arenobulimina* sp., *Tritaxia* sp., *Textulariella* sp., *Dorothia* sp., *Verneulina* sp. und *Gaudryina* sp. beobachtet. Vertreter der Lituolaceen mit *Ammobaculites sp.*, *Haplophragmoides* sp. und *Reophax* sp. sind selten, ebenso Ostrakoden und Lenticulinen. Milioliden werden nicht gefunden.
Die großen Orbitolinen können mit Epöken wie Bryozoen, Serpeln und kleinen Korallen besiedelt sein. An Makrofaunen werden Austern der Gattung *Lopha* sp., reguläre Echiniden, Hornkorallen u.a. der Gattung *Trochocyathus* sp., Kieselschwämmen, Gastropoden und Inoceramen beobachtet. An Algen finden sich *Lithophyllum* sp. und *Paraphyllum primaevum*. Chlorophyceen-Reste sind selten. Bioturbation ist häufig.

Interpretation

Hinweise für restriktive Bindungen oder Salinitätsschwankungen fehlen. Hermatype Rifforganismen gibt es nicht. Die Verzahnung mit der typischen Lagunen-Fazies, der relativ hohe klastische Anteil und die Großforaminiferen lassen den Schluß zu, daß es sich um eine sehr flache, subtidale küstennahe Fazies handelt. Die Mesorbitolinen sind nur wenig transportiert, da eine Fraktionierung in A- und B-Formen nur unvollständig stattgefunden hat. Ein weiteres Argument, daß es sich hier um eine weitgehend autochthone Biofazies handelt, findet sich in der Übereinstimmung des Sediments mit agglutinierten Sandkörnern der Orbitolinen. Eine Korngrößen-Analyse mit Hilfe des Passega-Diagramms (PASSEGA 1957) ergab ein Muster, das eine Strandnähe indiziert; eine gute Übereinstimmung mit den anderen faziesdiagnostischen Merkmalen (Abb. 45). Es handelt sich dabei um einen Roll- und Bodensuspensionstransport. Eine gewisse Transportenergie der Klasten wird durch eine Anzahl zerbrochener Orbitolinen bestätigt. Gelegentliche Hochkantschille belegen aperiodische Hochenergie-

Ereignisse. Ähnliche Beobachtungen machte AIGNER (1982) bei eozänen Nummuliten-Buildups, die in einem vergleichbaren Milieu abgelagert wurden.

4. Intertidale Mesorbitolinen-Biofazies (Fazieszone 2, 3a) (Abb. 46 a, b; Taf. 25, Fig. 8)

Lithofazies

Die offenmarine strandnahe Mesorbitolinen-Biofazies wird lateral und vertikal von einer intertidalen und silikoklastischen Lithofazies abgelöst (Cargadero-Fazies, REITNER 1980, 1982). Die Fazies zeigt vorwiegend Mud- und Mixed Flat-Bereiche und Barrensande mit sigmoidalen Schrägschichtungen. Eingeschaltet sind Tidalrinnen mit Orbitolinen-Anreicherungen. In den Mixed- und Mudflat-Fazies wird eine ärmliche Foraminiferen-Fauna beobachtet mit *Ammobaculites* sp., *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Flabellammina* sp., *Textularia* sp. und *Ammodiscus* sp., einigen Ostrakoden wie *Cythereis* sp., *Cytherella* sp., *Cypridea* sp. und *Damonella* sp.. Pflanzenreste und dünne Kohlebändchen sind häufig. Die Orbitolinen zeigen eine erhebliche gröberklastische Agglutination als die Orbitolinen der offenmarinen Mesorbitolinen-Biofazies (Fazieszone 8).

Im Übergangsbereich zur offenmarinen Mesorbitolinen-Fazies kann sich die intertidale Sandsteinfazies mit kleinen Ooid-Barren verzahnen. In der Ooid-Fazies finden sich Trocholinen und Cyanophyceen-Onkoide (Fazieszone 9) (Abb. 46a, b, 31).

11.4.1.5. Zusammenfassung (Abb. 46 a, b)

Die Albéniz-Eguino-Plattform ist an den SE-Rand des im Oberalb weiter persistierenden Aitzgorri-Basement-Hochs gebunden. Die Plattform ist nicht einheitlich, sondern von NE/SW-streichenden subsistierenden Gräben (Zwischenriff-Becken) durchzogen, in denen die silikoklastischen Sedimente des Supra-Urgon-Deltas transportiert werden. Die Plattform ist girlandenartig von Riffen umgeben, so daß es sich um eine typische Inselplattform handelt.

Im ganzen lassen sich heute acht Riffkörper unterscheiden, die jeweils ein unterschiedliches Gesamtalter besitzen. Gemeinsam ist der Entwicklungsbeginn an der Mittel/Oberalb-Grenze. Die nördlichen Riffe zeigen in der Regel eine prograde, die südlichen Riffe eine retrograde Karbonat-Fazies. In den nördlichen Riffen ist die Riffkern-Fazies bedeutend mächtiger entwickelt. Es handelt sich paläogeographisch um den Nordrand des Aitzgorri-Basement-Hochs, der der zentralen Biskaya-Transcurrentstörung (BTcS) entspricht, die im Oberalb ihre Hauptaktivität besaß. Im Süden und Osten wird die Plattform vom Estella-Becken und im Westen von sich eintiefenden Hermura-Becken umgrenzt.

Die charakteristischen Bio- und Lithofazien sind:

A. Becken

1. Eine feinklastische Prodelta-Beckenfazies mit Ammoniten, planktonischen Foraminiferen und Coccolithen
(Fazieszone 14)

B. Äußere Plattform

2. Eine lichtarme Vorriff-Zone, vorwiegend aus Debris Flows, in der eine *Acanthochaetetes*/Sphinctozoa/Lithistida/Hexactinellida/Spongien-Gemeinschaft auftritt (Fazieszone 12)
3. Eine Framestone-Fazies der Riffkern-Zone mit einer *Microsolena/Acanthochaetetes*/Melobesiaceae-Biofazies und einer kryptischen Riff-Höhlen-Biofazies mit *Acanthochaetetes* sp., ahermatypen Korallen und Kieselschwämmen (Fazieszone 11a).
4. Eine Reef Flat-Zone mit einer *Caprina/Eoradiolites*-Biofazies (Fazieszone 10)
5. Eine intertidale Zone mit karbonatischen Schlammhügel-Mudflat-Fazies mit Stromatolithen (Fazieszone 6, 5)

C. Innere Plattform

6. Eine teilweise hypersaline Lagune mit einer *Monopleura/Toucasia*-Biofazies (Fazieszone 7)
7. Eine teilweise hypersaline Lagune mit einer Milioliden/Ataxophragmiiden-Biofazies (Fazieszone 7)
8. Eine offenmarine Lagune mit einer Mesorbitolinen/Hornkorallen-Biofazies (Fazieszone 8)
9. Eine silikoklastische Strand- und Intertidal-Zone mit Anreicherungen von Mesorbitolinen in Tidalrinnen (Fazieszone 3a/2/9)

Die Albeniz-Eguino-Plattform stellt die mit einer Ausdehnung von mindestens 150 km² die größte bekannte Inselplattform des Oberalb im Basko-Kantabrischen Becken dar, die an ein Basement-Hoch gebunden ist.
Die Riffplattform exisiterte vom oberen Mittelalb bis an die Oberalb/Vracon-Grenze und wird ab dem Vracon von feinklastischen Prodelta-Sedimenten zugedeckt (La Lece-Fazies). Die Dominanz retrograder Sedimentationszyklen lässt den Schluß zu, daß die Subsidenz zeitweise rascher erfolgte als die Karbonatproduktion.

Abb. 46b Palinspastische Fazieskarte der Albéniz-Eguino-Plattform. Zusammengestellt aus allen verfügbaren Daten. (Lokalitäten vgl. Abb. 30)
1 - Silikoklastische Turbidite, 2 - La Lece-, Ciordia-Fazies, 3 - Riffkern-Fazies (Fazieszone 11a), 4 - Vorriff-Fazies (Fazieszone 12a, b), 5 - Floatstone-Fazies (Fazieszone 12), 6 - Innere Plattform (Fazieszone 7), 7 - Mudstone-Fazies (Fazieszone 6/5), 8 - Grainstone-Fazies (Fazieszone 10/9), 9 - *Caprina*-Biofazies (Fazieszone 10), 10 - *Toucasia/Monopleura*-Biofazies (Fazieszone 7), 11 - Milioliden/Ataxophragmiiden-Biofazies (Fazieszone 7), 12 - *Mesorbitolina*/Scleractinia-Biofazies (Fazieszone 8), 13 - intertidale Sandsteine mit Mesorbitolinen und kleinen Ooid-Barren (Fazieszone 2/9)

# Aitzgorri SE

## Albéniz Eguino Plattform Oberalb




Abb.46b

11.4.2. Landa-Inselplattform des Oberalb (Abb. 14)

Neben der ausgedehnten, gut aufgeschlossenen Albéniz-Eguino-Plattform im SE des Aitzgorri-Basement-Hochs, gibt es eine weitere Plattform des Oberalb im NW des Basement-Hochs, die allerdings bei weitem nicht die Ausmaße der Albéniz-Eguino-Plattform besitzt. Die Karbonatfazies besitzt Mächtigkeiten zwischen 5 und 70 m und ist auf einen ca. 30 km² großen Bereich beschränkt (Abb. 47). Die Karbonatfazies ist an den Flügeln des Landa-Sattels aufgeschlossen. Das westlichste Vorkommen findet sich bei Villareal de Alava, das nördlichste am Arlaban-Paß und das östlichste bei Elguea (Abb. 14, 47).

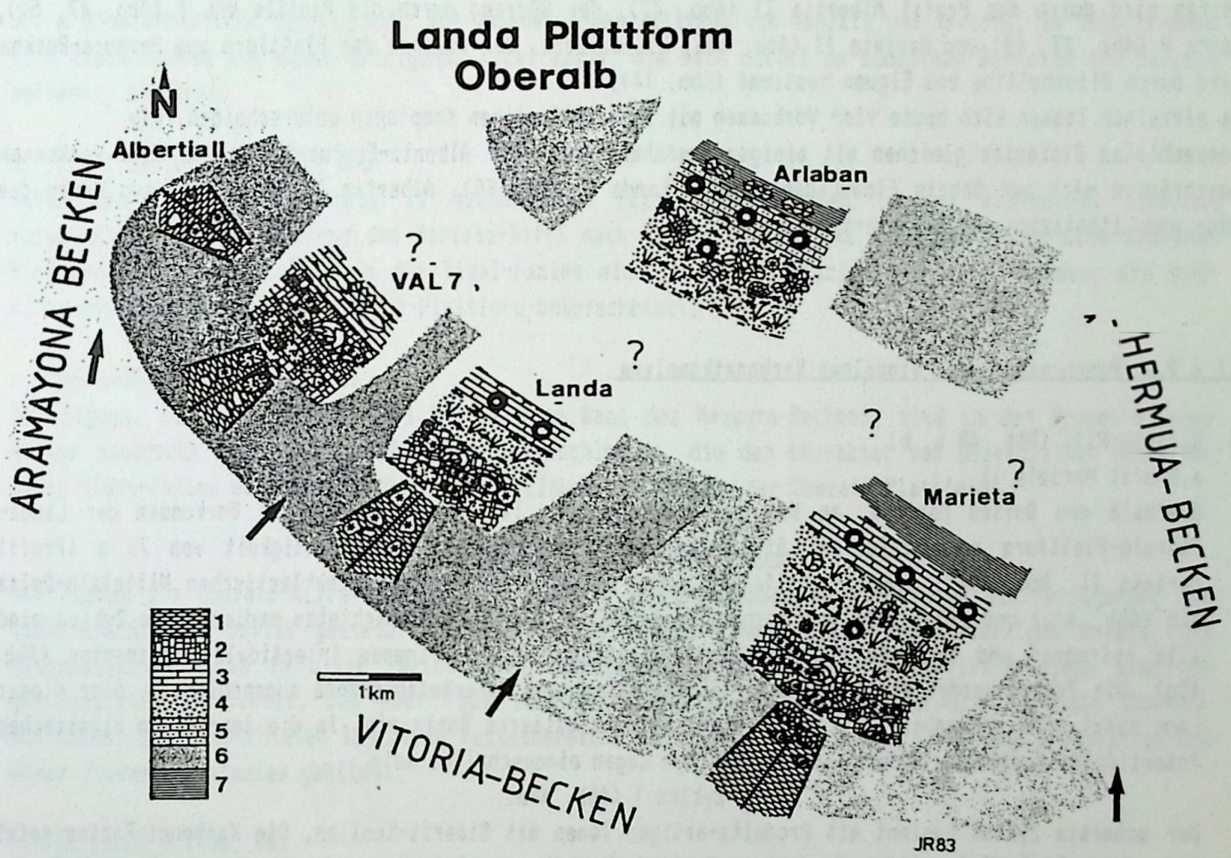



Abb. 47 Palinspastische Karte der Landa-Plattform des Oberalb
1 - Vorriff-Debris Flow (Fazieszone 12a), 2 - Riff (Fazieszone 11a), 3 - Lagune und innere Plattform (Fazieszone 8), 4 - Grainstones des Reef Flat (Fazieszone 9/10), 5 - Packstone (Fazieszone 10), 6 - Delta, 7 - silikoklastisches Intertidal

11.4.2.1. Struktur der Plattform (Abb. 47)

Die Plattform ist wie die Albéniz-Eguino-Plattform extrem zergliedert. Die einzelnen kleinen Karbonatvorkommen stellen eigenständige Buildups dar, ähnlich den Riffen der Albéniz-Eguino-Plattform. Sie verzahnen sich ausnahmslos mit den intertidalen und deltaischen Sedimenten des Supraurgons der Megasequenz 2. Die laterale Ausdehnung der Plattform ist nach Norden unklar, da sich dort zwei Überschiebungen befinden und den nördlichen Sattelflügel des Profiuls Arlaban kürzen (Abb. 14). Aufgrund der Bio- und Lithofazies des Profils Arlaban (Abb. 47) muß allerdings mit einer größeren Ausdehnung der Karbonatfazies in diesem Bereich gerechnet werden.
Die Bereiche des silikoklastischen Sedimenttransports streichen wie auf der Albeniz-Eguino-Plattform NE/SW.
Die einzelnen Buildups sind wieder girlandenartig mehr oder weniger kreisförmig angeordnet, so daß sich wieder ein Inselplattform-Typ erkennen lässt (Abb. 47). Der Westrand der Plattform zum Aranayona/Vitoria-Becken wird durch das Profil Albertia II (Abb. 47), der Südrand durch die Profile VAL 7 (Abb. 47, 50), Landa V (Abb. 47, 49) und Marieta IX (Abb. 48a, b) markiert. Der Ostrand der Plattform zum Hermura-Becken wird durch Olistholithe bei Elguea bestimmt (Abb. 14).
Im einzelnen lassen sich heute vier Vorkommen mit vier riffartigen Komplexen unterscheiden. Die beobachteten Biofazies gleichen mit einigen Ausnahmen denen der Albeniz-Eguino-Plattform. Zwei Vorkommen beschränken sich auf Debris Flow-Lagen (Profil Landa V, Abb. 50), Albertia II (Abb. 51), aus denen die Bio- und Lithofazies rekonstruiert wurden.

11.4.2.2. Beschreibung der einzelnen Karbonatkomplexe

1. Marieta-Riff (Abb. 48 a, b)

a. Profil Marieta IX

Oberhalb des Dorfes Marieta, am Weg zum Berg Micicha, ist das umfangreichste Vorkommen der Landa-Oberalb-Plattform aufgeschlossen. Die Karbonate erreichen hier eine Mächtigkeit von 70 m (Profil Marieta IX, Abb. 48a). Die Karbonatfazies setzt unmittelbar über dem grobklastischen Mittelalb-Delta ein (Abb. 48a) und zeigt eine gut ausgebildete Zyklik. Die drei beobachteten sedimentären Zyklen sind alle retrograd und beginnen entweder mit deltaischen oder terrigenen intertidalen Sedimenten (Abb. 48a). Die Zyklen werden stets von einer riffschuttartigen Aufarbeitungszone abgeschlossen, über dieser Lage setzt ohne erkennbare Diskordanz wieder eine klastische Serie ein. In die terrigenen klastischen intertidalen Sedimente können Tempestit-artige Lagen eingeschaltet sein.

Zyklus 1 (Abb. 48a)

Der unterste Zyklus beginnt mit Prodelta-artigen Tonen mit Siderit-Knollen. Die Karbonat-Fazies setzt mit einer Reef Flat-artigen Grainstone-Fazies ein, die vergleichbar ist mit der im Reef Flat des Albeniz-Eguino-Plattform beobachteten Grainstone-Fazies. Es handelt sich um eine *Eoradiolites*-Biofazies mit Toucasien, häufig Mesorbitolinen, *Neoiraquia convexa* und *Hensonia lenticularis* (Abb. 48a, Probe 7/13). Das Reef Flat wird von einer Riffkern-Fazies mit einer *Microsolena*-Biofazies abgelöst. Der Top des Zyklus besteht aus einer Debris Flow-Lage mit toniger Matrix.

Zyklus 2 (Abb. 48a)

Der nächste Zyklus beginnt mit einer terrigenen Mixed Flat-Fazies mit ausgeprägter Linsenschichtung, die von einer dicken lagunären sandigen Floatstone-Lage abgelöst wird. Die Biofazies dieser Lagunen-Fazies wird gebildet aus *Permocalculus* sp., *Ethelia alba*, *Acicularia* sp., *Girvanella* sp., sehr häufigen *Lithocodium* sp., *Marinella* sp., einigen Pharetroniden, Scleractiniern und Toucasien. Die Foraminiferen-Faunen bestehen hauptsächlich aus Milioliden (*Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Spiroloculina* sp.), Ataxophragmiiden und wenigen Mesorbitolinen. Die Alge *Lithocodium* sp. umkrustet zusammen mit *Girvanella* sp. Bioklasten, hauptsächlich Mesorbitolinen. Dieser Biofazies-Typ ist von der Albeniz-Eguino-Plattform nicht bekannt. Der obere Teil des Zyklus wird wieder von einer *Caprina*-Biofazies mit häufigen Algen der Flora Vimport gebildet.

Zyklus 3 (Abb. 48a)

Der Zyklus 2 wird wieder von Mixed Flat- und Mudflat-Fazies überlagert. Die Karbonat-Fazies setzt hier mit einer *Microsolena*-Riffkern-Fazies ein. Die hangenden Partien zeigen erste Anklänge an eine Vorriff-Biofazies mit einer *Acanthochaetetes*-Gemeinschaft (Abb. 48a, Probe Mar 3 - 6/80) Das Top des Zyklus wird wieder von einem Vorriff-Debris Flow gebildet.

Zyklus 4 (unvollständig) (Abb. 48a)

über dem letzten Debris Flow befindet sich eine Mudstone-Lage mit Hartgründen, starker Bioturbation und sehr wenigen Bioklasten, Intraklasten und pirkitisierte Extraklasten ("black pebbles") sind häufig. Beobachtet werden relativ große Birdseye-artige Blasen-Poren, die mit einem drusigen Dolomitzement verfüllt sind. Feiner Quarzsand ist häufig. Die Interpretation ist schwierig, da diese Fazies von Prodelta-Tonen überdeckt wird. Vermutlich handelt es sich um den Beginn eines erneuten Zyklus, der sich aber aufgrund einer raschen Überdeckung mit den Prodelta-Sedimenten nicht mehr entwickeln konnte.

Prodelta-Fazies

Diese feinklastische Fazies entspricht der Ciordia-Fazies (REITNER 1980, 1982) und erreicht hier mit 500 m eine erhebliche Mächtigkeit. Sie umfasst einen Zeitraum des Oberalb und Vracons. Im Untercenoman wird diese Fazies von einer terrigenen Tidalfazies, die sich direkt am südlichen Dorfrand von Marieta befindet, abgelöst.

b. Profil Marieta IXa (Abb. 48b)

Neben den im Profil Marieta IX beobachteten Faziestypen konnten in der allerdings schlecht aufgeschlossenen Verlängerung des Marieta-Riffs nach Westen (Profil IXa, Abb. 48b) noch eine *Caprina*-Biofazies und eingeschaltet in die Tidal-Fazies eine *Toucasia*-Biofazies beobachtet werden, die sich nicht von denen der Albeniz-Eguino-Plattform unterscheidet.

c. Elguea-Olistolith (Abb. 14)

Bei Elguea, ca. 2 km östlich von Marieta, am Rand des Hermura-Beckens, sind in den Prodelta-Tonen einige hausgroße Brocken von Riffkalken aufgeschlossen, die den Charakter von Olistolithen besitzen. Diese Slope-Fazies markiert den Ostrand des Elguea-Hochs, bzw. der Oberalb-Plattform

Interpretation und Zusammenfassung

Die Fazies des Oberalb-Riffs ist zyklisch und die Karbonatproduktion wird durch die Verlagerung des Tidal-dominierten Deltas gesteuert. Die Karbonate führen einen relativ hohen terrigen Anteil. Die Mesorbitolinen haben in allen Fazies-Zonen Quarzkörner agglutiniert. Die Vorriff-Bereiche sind nur geringmächtig entwickelt. Das Reef Flat ist charakterisiert durch eine *Eoradiolites*- und *Caprina*-Biofazies. Die beobachteten lagunären Faziesbereiche werden von einer *Lithocodium*/Onkoid-Biofazies und einer *Toucasia*-Biofazies gebildet.

2. Profil Landa V (Abb. 49)

Dokumentiert wird diese Oberalb-Karbonatfazies bei Landa in zwei Vorkommen. Zum einen handelt es sich um einen Debris Flow innerhalb von Prodelta-Sedimenten mit Komponenten, die sich auf alle bekannten Fazies-Zonen verteilen. Slumping-Falten zeigen einen Transport von Norden an (Abb. 49). Ein weiteres Vorkommen von Oberalb-Kalken befindet sich unmittelbar oberhalb eines Cafès nahe des Zadorra-Stausees. Dieses Vorkommen besteht aus einem kleinen *Toucasia/Monopleura*-Mound vergleichbar mit dem Micicha-Mound mit gleicher Biofazies.

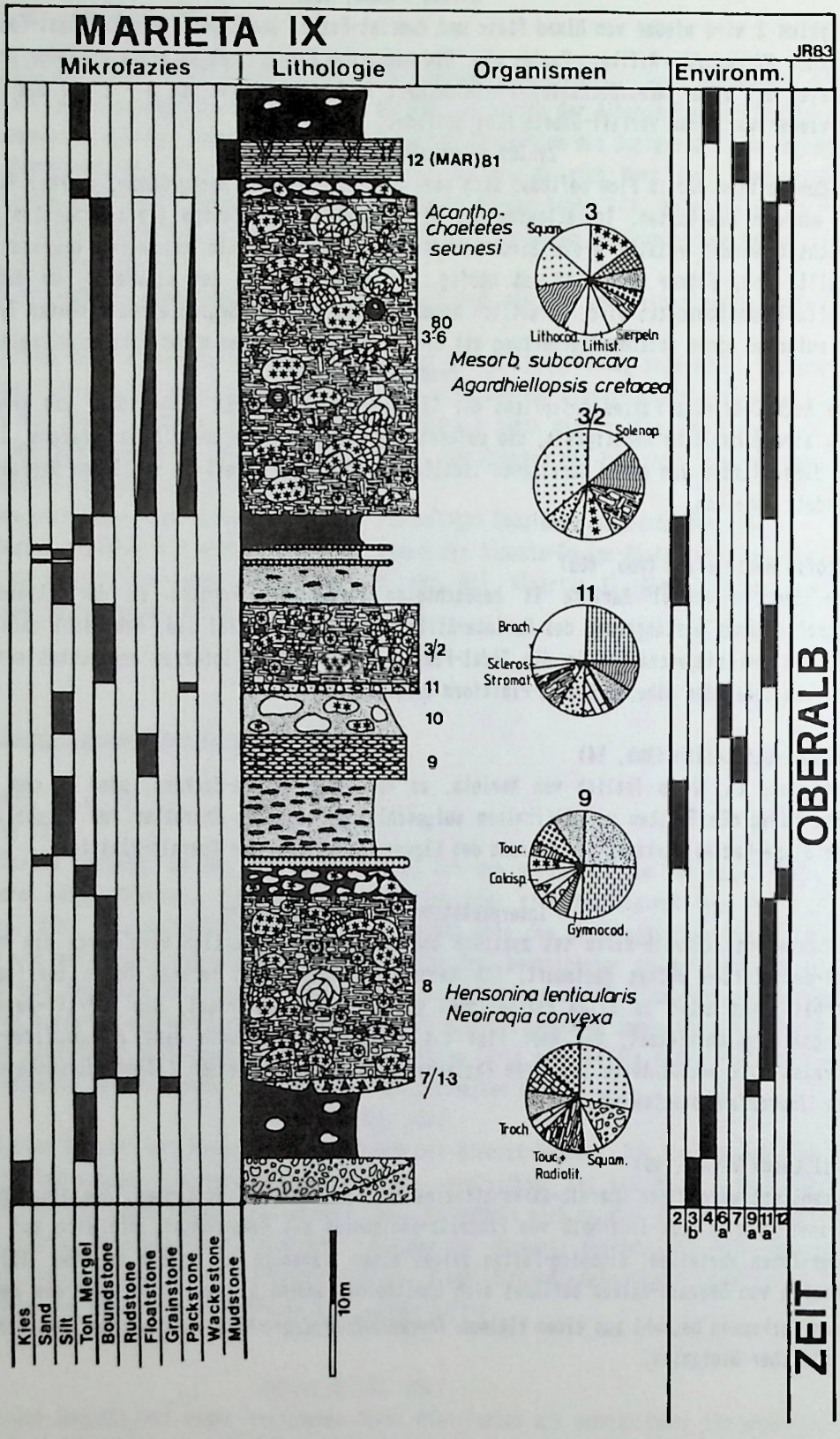



Abb. 48a Profil Marieta IX an Weg zum Micicha oberhalb Marieta mit deutlicher Zyklik

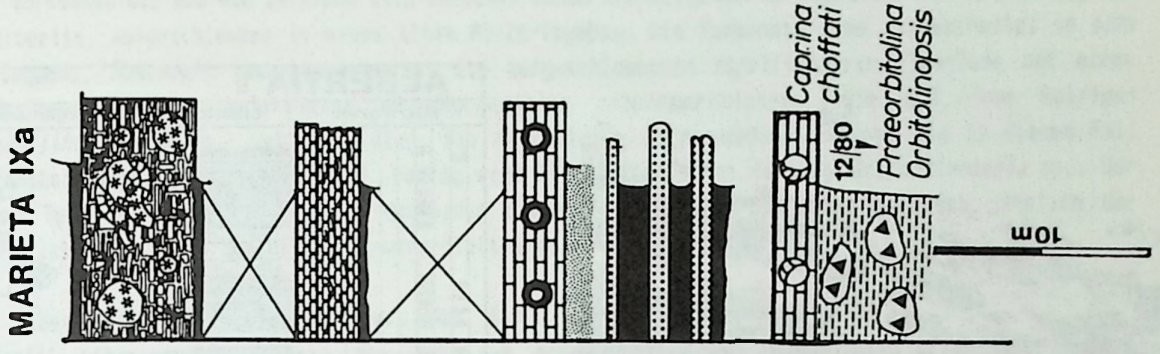



Abb. 48b Profil Marieta IX an Weg zum Micicha mit Faziestypen der Inneren Plattform

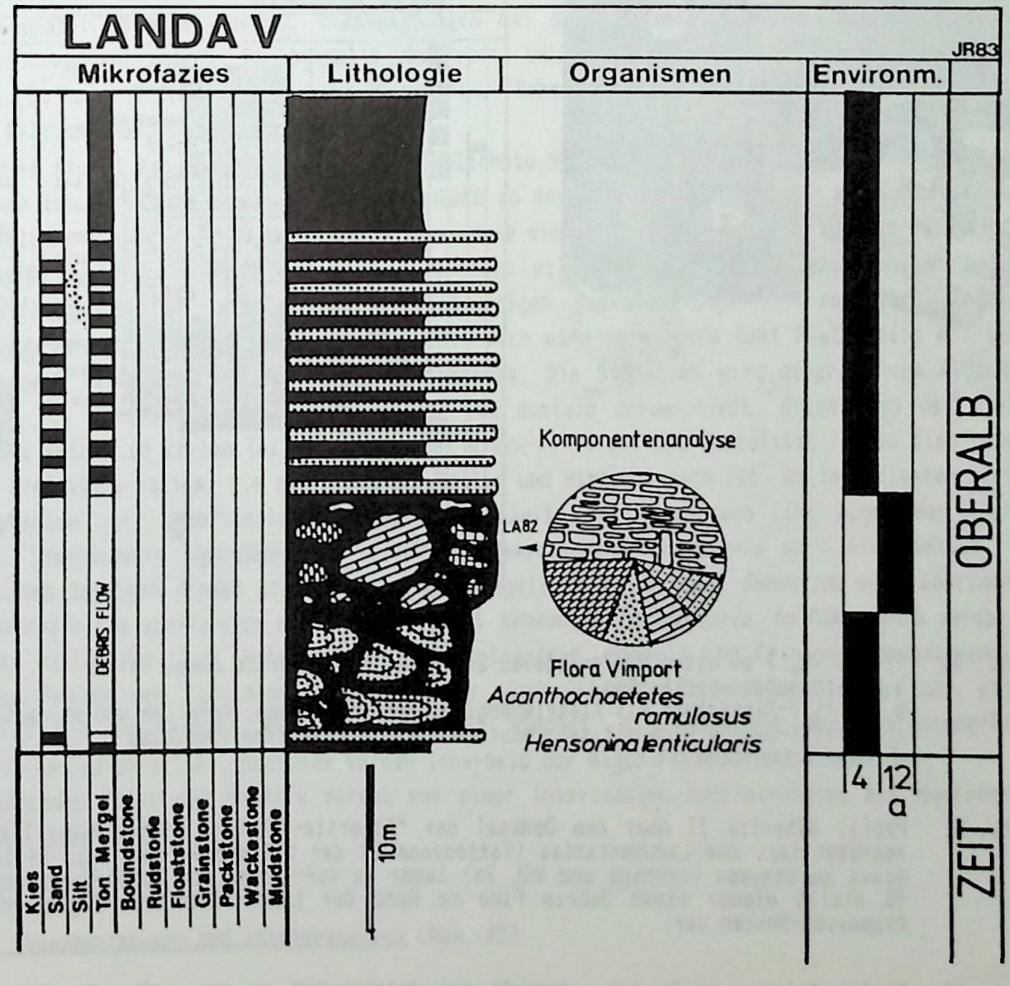
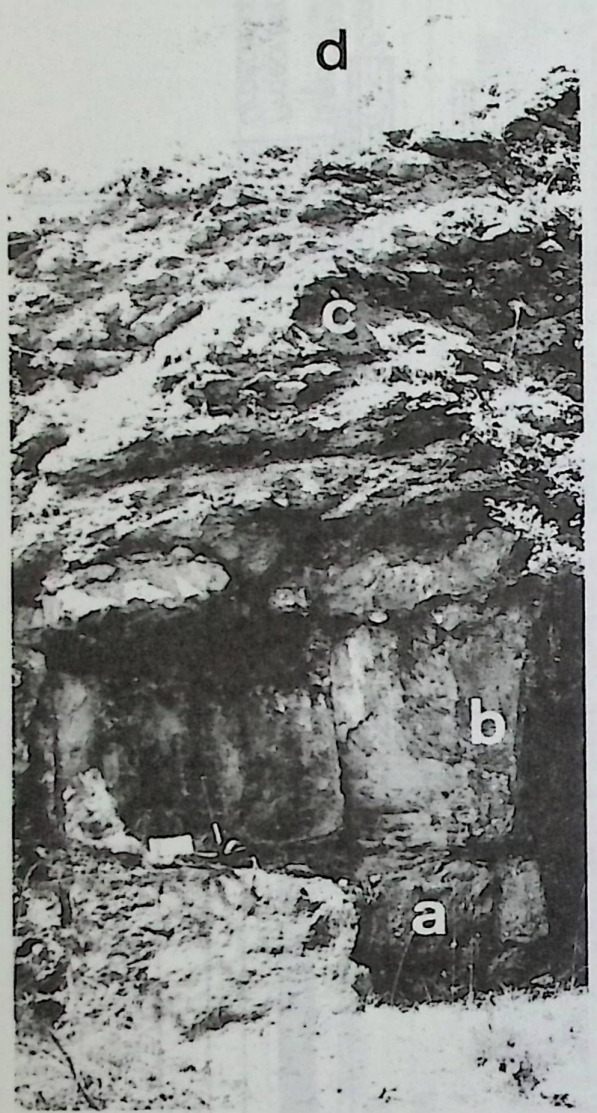
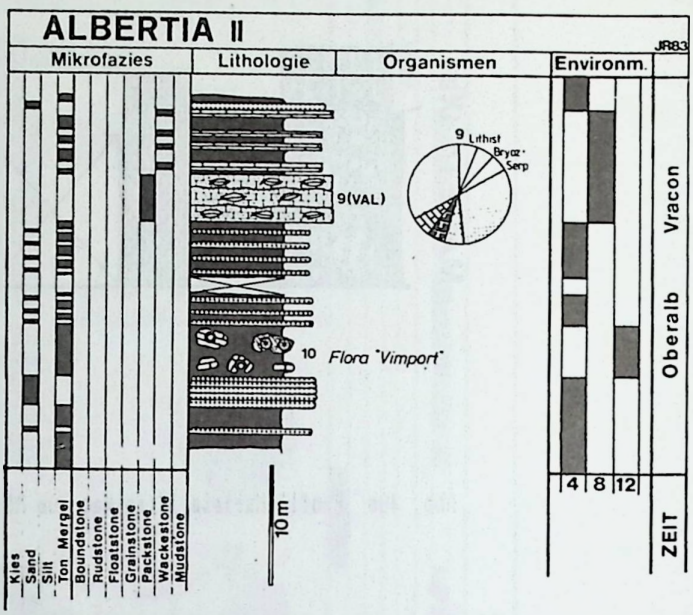



Abb. 49 Profil Landa V unmittelbar über dem alten Bahnhof bei Landa an der Straße zum Arlaban-Paß (Abb. 14). Der Debris Flow hat eine Schüttungsrichtung von NNE.



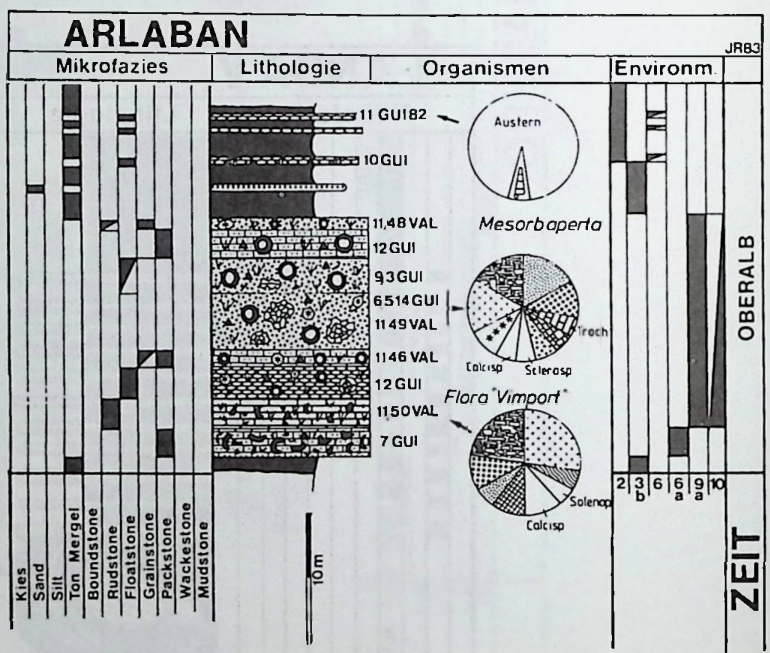




Abb. 50 Profil VAL 7 am alten Pb/Zn-Tagebau unterhalb des Albertia (Abb. 14).
a. Brachiopoden-Wackestone
b. Vorriff-Floatstone mit Kieselspongien, Mesorbitolinen, Korallen und Stromatoporen
c. Vorriff-Debris Flow mit sehr häufigen *Acanthochaetetes ramulosus*
d. Riff-Boundstone

Abb. 51 Profil Albertia II über dem Denkmal der "Albertia-Schlacht 1936" (Abb. 14); VAL 9 repräsentiert die Lagunenfazies (Fazieszone 8) der Villareal-Zone (vgl. Villareal de Alava am Stausee Urrunaga und VAL 7a) immer in Verbindung mit Pb/Zn-Vererzungen, VAL 10 stellt wieder einen Debris Flow am Rand der Landa-Plattform (Elguea-Hoch) zum Aramayona-Becken dar.

Abb. 52 Profil Arlaban im Norden unterhalb des Arlaban-Paß an der ersten Straßenkehre mit Brücke. Das Profil repräsentiert den Reef Flat-Bereich.

3. Profil VAL 7 (Abb. 50, 43)

Dieses Vorkommen des Oberalb befindet sich zwischen Landa und Villareal de Alava auf dem halben Weg zum Berg Albertia, aufgeschlossen in einem alten Pb/Zn-Tagebau. Die Karbonate sind eingeschaltet in eine Delta-Sequenz. Besonders bemerkenswert ist die aufgeschlossenen Vorriff-Debris Flow-Zone mit einem massenhaften Vorkommen artikulater *Acanthochaetetes ramulosus*-Kolonien, die z.T. von Rotalgen (*Archaeolithothamnium* sp.) umkrustet sind. Sie gehören zur *Microsolena*-Biofazies, die in diesem Fall von Acanthochaetetiden dominiert wird. Häufig sind Stromatoporen der Gattung *Actinostromaria* sp.. Der innerste Teil des Roiffs wird hier von einer Brachiopoden/Austern-Biofazies gebildet, ähnlich der inneren Plattform-Lagune der Albeniz-Eguino-Plattform.

4. Profil Albertia II und Villareal de Alava (Abb. 51)

Das Profil Albertia II markiert den Rand zum Aramayona-Becken. Die Karbonatfazies des Oberalb beschränkt sich hier wieder auf eine Debris Flow-Lage.

In den höheren Teilen des Profils (Vracon) schalten sich wieder Karbonate ein, die allerdings keinen Riffcharakter besitzen. Es handelt sich um Packstones und Wackestones mit Ataxophragmiiden, Crinoiden und Brachiopoden. Neben diesen Organismen finden sich noch untergeordnet Lithistiden, Bryozoen, Serpeln, einige planktonische Foraminiferen und Ostrakoden. Die Packstones führen Intraklasten, Glaukonit, Rindenkörner und Quarzsand.

Aufgeschlossen ist dieser Faziestyp auch bei Villareal de Alava, direkt am Stausee Urrunaga in einer alten Pb/Zn-Mine. Hier wird von WIEDMANN (1980) eine reiche Ammoniten-Fauna beschrieben.

Interpretation

Die hier beschriebene Alb-Fazies ist eine Karbonatfazies, die sich innerhalb eines Deltas befindet. Eindeutige restriktive Verhältnisse werden nicht beobachtet. Die Rindenkörner können als Hinweise auf flaches Wasser gedeutet werden. Offensichtlich hat der terrigene Einfluß hier eine Ansiedlung von Rifforganismen verhindert, im Gegensatz zum Profil VAL 7, das an seiner Basis die gleiche Lithofazies besitzt. Es handelt sich hier um eine offenmarine "Schelflagune" (Fazieszone 8).

5. Profil Arlaban (Abb. 52)

Bei diesem Profil handelt es sich um das nördlichste Vorkommen innerhalb der Landa-Inselplattform. Das Vorkommen ist direkt an einer überschiebungsbahn an der Straße nach Montragon aufgeschlossen (Abb. 14). Aufgeschlossen sind ca. 15 m eines Reef Flats sowie ein deltaischer und intertidaler Bereich.

Die Basis des Profils wird von Prodelta-artigen siltigen Tonen mit Siderit-Knollen gebildet. Die Karbonatfazies beginnt mit einer Tempestit-artigen Packstone-Lage mit reichlich *Toucasia*- iund *Monopleura*-Schill, über dieser Bank entwickelt sich eine heterogene Reef Flat-Fazies mit Wackestones, Floatstones, Packstones und vor allem Grainstones. Die Biofazies wird generell von Algen der Flora Vimport, von *Eoradiolites* sp., *Toucasia* sp. und Austern dokumentiert. Dieser Typ der *Eoradiolites*-Biofazies weicht in vielen Teilen von der des Araya-Riffs ab. Die Radioliten finden sich hauptsächlich in der Grainstone-Fazies, die reich an Bioklasten und Rindenkörnern ist. An Intraklasten treten Pseudopeloide auf. Unsortierter Quarzsand ist häufig. An Organismen sind Algen der Flora Vimport häufig, insbesondere *Agardhiellopsis cretacea*, Dasycladaceen (*Neomeris* sp.) sind selten. Neben den artikulaten Rotalgen finden sich häufig Ataxophragmiiden der Gattung *Cuenolina* sp., *Coscinophragma* sp. und *Mesorbitolina aperta* sind selten. Häufig ist *Hensonina lenticularis*. An Makrofauna werden neben den Rudisten einige Korallen, Sclerospongier, Pharetroniden, Serpeln und Crinoiden beobachtet. Auffällig ist das Fehlen von Capriniden. Neben dieser *Radiolites*-Biofazies findet sich noch eine weitere Biofazies mit artikulaten Rotalgen der Flora Vimport, die innerhalb der Grainstone-Fazies eine Bafflestone-Fazies bildet. Rudisten werden innerhalb der Algen-Fazies nicht beobachtet.

Die hangenden Teile des Profils werden von einer intertidalen Mudflat-Fazies mit Austern-Biostromen gebildet (Abb. 42).

11.4.2.3. Zusammenfassung und Interpretation (Abb. 47)

Die Inselplattform am NW-Rand des Aitzgorri-Basement-Hochs ist mit ca. 30 km² erheblich geringer dimensioniert als die Albéniz-Eguino-Plattform; dies gilt auch für die einzelnen Buildups, die selten mehr

als eine Ausdehnung von einigen 100 m haben (Ausnahme: Marieta-Riff). Die Plattform selbst ist von intertidalen und deltaischen Sedimenten unterbrochen. Alle beobachteten Karbonat-Faziestypen besitzen einen z.T. erheblichen Quarzsand-Anteil. Durch dieses Phänomen ist auch die ausgeprägte Zyklik einzelner Riff-Komplexe zu erklären. Die Biofazies-Zonen entsprechen weitgehend denen der Albéniz-Eguino-Plattform. Abweichungen ergeben sich nur in den Reef Flat-Bereichen, die hier vorwiegend von einer *Eoradiolites*-Biofazies und einer Rotalgen-Biofazies gebildet wird.

Neben der riffartigen Buildups finden sich innerhalb des Deltas noch Karbonate einer offenmarinen Schelflagune mit typischer Beckenfauna.

## 11.5. Karbonat-Plattform-Debris Flows am Südrand des Aralar-Basement-Hochs

### 11.5.1. Debris Flow von Echarri Aranaz (Abb. 53; Taf. 13, Fig. 1)

Neben dem Aitzgorri-Basment-Hoch werden im Oberalb noch am nordöstlich anschließenden Aralar-Basement-Hoch Riffkarbonate abgelagert, die heute allerdings nur in Form von großen Debris Flows oder Olisthostromen am Südrand der Aralar gefunden werden.

Die größten Vorkommen finden sich nördlich von Echarri Aranaz, nahe der Straße von Tolosa. Ein Teil der Aufschlüsse ist bekannt durch die häufigen Acanthochaeteten, die sich in den Debris Flows naturgemäß häufig finden (FISCHER 1970; FEUILLEE 1967, 1971). Die Debris Flow-Zone ist ca. 2 km lang und ca. 50 - 100 m mächtig. Die Karbonatkörper erreichen eine Größe bis zu 40 m und eine Mächtigkeit von 10 - 20 m. Sie sind stark von Scherflächen durchzogen. Ein Teil der Körper löst sich in einzelne kleine Brocken von wenigen Metern auf. Eingelagert sind die Kalke in siltige/tonige Prodelta-Sedimente des Supra-Urgons.

Die Hauptmasse der Karbonate besteht aus Riffkern-Fazies mit einer *Microsolena*-Biofazies des Albeniz-Eguino-Typs. Die Karbonate sind z.T. intensiv rot (Taf. 13, Fig. 1). Untergeordnet finden sich einige Meter große Orbitolinen-Kalke mit *Mesorbitolina aperta* und *Mesorbitolina* sp.. Weitere Faziestypen werden nicht beobachtet. Neben den Karbonaten sind vermutlich flachmarine Sandstein-Brocken mit Pflanzenresten eingewickelt. Gut aufgeschlossen ist die *Acanthochaetetes*-Biofazies an der Straße nach Tolosa.

Interpretation

Der riesige chaotische Debris Flow-Körper von Echarri Aranaz ist charakteristisch für steile tektonisch aktive Plattenränder, wie dies beim Aralar- und Aitzgorri-Hoch der Fall ist. Vergleichbare chaotische Massen ähnlicher Größenordnung werden z.B. von JOHNS (1978) aus Zentral-Griechenland am Fuß einer ausgedehnten Karbonatplattform beschrieben.

Die Ursache dieser riesigen Massenverlagerungen ist sicherlich tektonisch und dokumentiert vermutlich Tsunami-Ereignisse. Ähnliche Debris Flow-Lagen ohne Verbindung mit turbiditischen Sedimenten finden sich auch am Nordrand und Westrand des Aitzgorri-Hochs (OZT 9, Abb. 30; VAL 12, Abb. 14; Elguea, Abb. 14). Diese Ereignisse werden auf die tektonische Hauptaktivität der Biskaya-Transcurrewnt-Störung (BTcS) zurückgeführt.

### 11.5.2 Iturmendi-Mulde (Abb. 54)

In der östlich an die Urdain-Mulde anschließende Iturmendi-Mulde ist ebenfalls ein Debris Flow aufgeschlossen, der allerdings erheblich geringer dimensioniert ist. Die Gesamtausdehnung ist nicht klar, da die Aufschlußverhältnisse schlecht sind. Es handelt sich um eine Schüttung, die mit einer Packstone- und Floatstone-Lage beginnt. Diese feste Lage wird von einer Mergellage mit einigen Riffkomponenten überlagert, die als feinkörniger Anteil der Schüttung angesehen werden kann. über dieser Mergellage finden sich noch kleinere Schüttungen aus turbiditischen Packstones und dünnen Debris Flow-artigen Floatstones, die alle eine Mergelfuge als feinkörniges Äquivalent (Bouma e) besitzen. Die ca. 15 m mächtige Einheit ist in dunkle karbonatarme Prodelta-Tone mit Siderit-Bändern eingelagert.

Die Komponenten erreichen hier nur eine Größe von max. 0,5 m. Im Unterschied zum Echarri Aranaz-Debris Flow finden sich hier verschiedene Litho- und Biofazies-Typen der postulierten Aralar-Inselplattform (Profil Iturmendi, Komponentenanalyse, Abb. 54). Dieser Fazies-Typ ist gut vergleichbar mit den Vorriff-Debris Flows am Nordrand der Albeniz-Eguino-Plattform (Abb. 46b). Die beobachtete autochthone Biofazies mit sehr großen (ca. 10 - 15 cm Durchmesser) *Acanthochaetetes seunesi*, stimmt wieder gut mit den anderen gleichartigen Vorkommen des Oberalb überein. Die Matrix der Floatstones führt Rotaliporen-Reste und Calcisphären der *Pithonella*-Gruppe, d.h. daß auch eine vollkommen andere Beckenfazies mitaufgearbeitet wurde, die bis jetzt aus dem Oberalb nur aus Bereichen ohne Delta-Einfluß bekannt ist.

11.5.3. Zusammenfassung

Die Debris Flows am Südrand der Aralar stellen ein tektonisches Sediment dar, das vermutlich Tsunami-Ereignisse dokumentiert. Die überwiegenden Plattform-Komponenten indizieren eine weitere Karbonat-Plattform des Oberalb auf dem Aralar-Basement-Hoch, die heute autochthon nicht mehr vorhanden sind (Abb. 119). Die beobachteten Litho- und Biofazies stimmen gut mit denen der Albéniz-Eguino-Plattform überein.

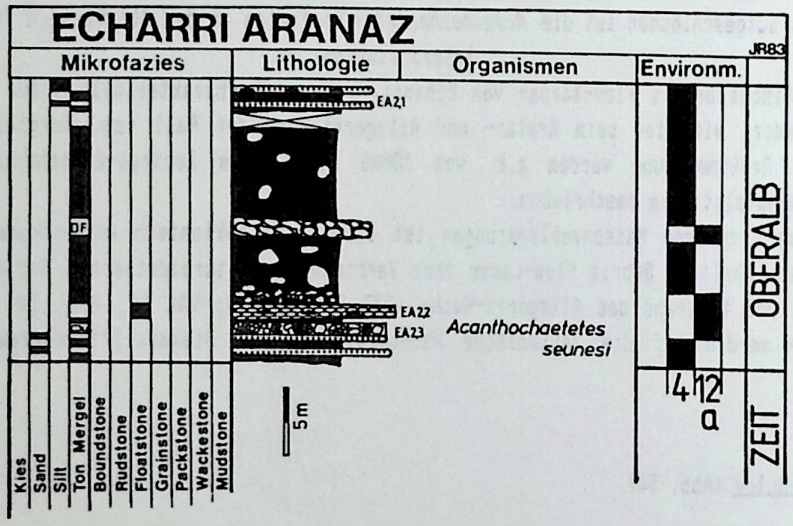
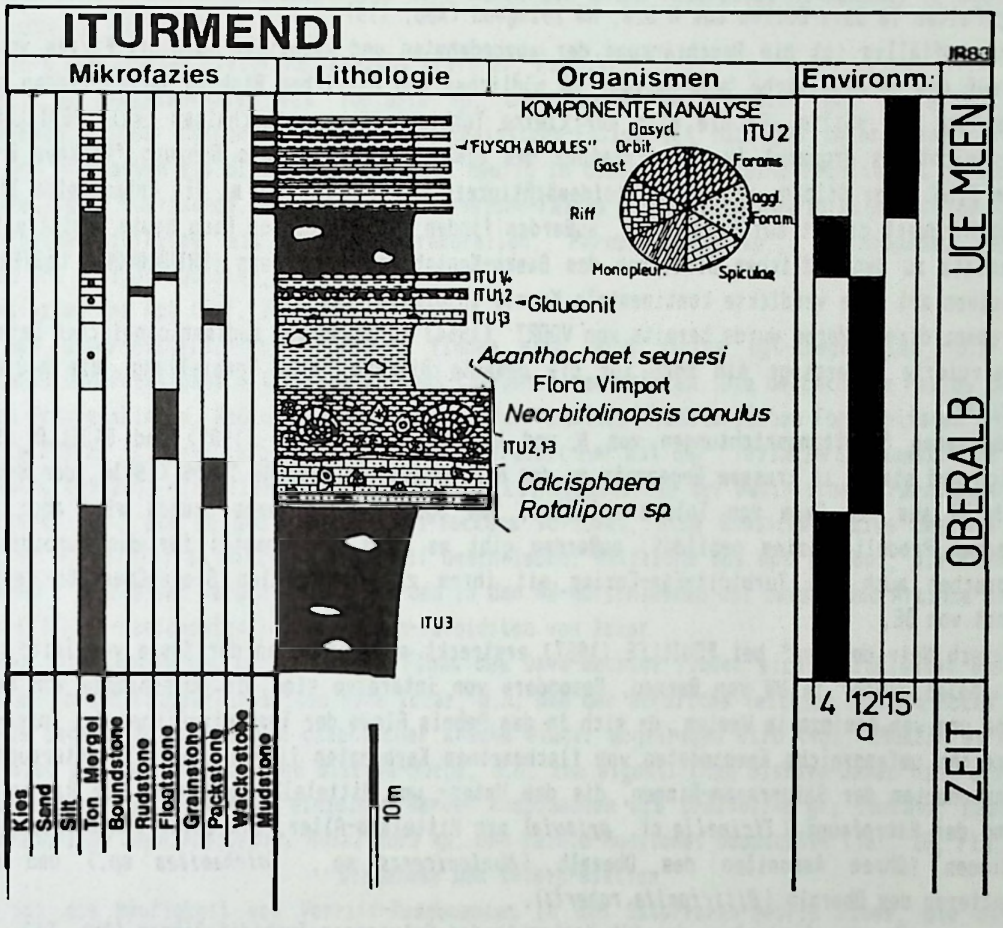



Abb. 53 Profil an der Straße nach Tolosa. Das Profil ist Teil des großen Echarri Aranaz-Debris Flow.




Abb, 54 Debris Flow von Iturmendi

11.6. Alb-Karbonatplattformen des Biskaya-Hochs (Abb. 10, 55, 119)

Das nördlichste große Basement-Hoch des Basko-Kantabrischen Beckens wird durch das "Biskaya-Hoch" vertreten, das allerdings heute nicht mehr direkt nachweisbar ist. Die Existenz dieses Hochs ist aufgrund der Schüttungsrichtungen der Turbidite und der Richtung von Slump-Scars sowie der synsedimentären Slumping-Falten im Deva-Becken aus N bzw. NW zwingend (Abb. 119).
Weiterhin auffällig ist die Beschränkung der ausgedehnten und mächtigen Turbidit-Fazies von 1000 m bis 1500 m auf das nordwestliche Deva-Becken. Im südlichen und östlichen Biskaya-Becken finden sich schwarze Prodelta-Tone und -Silte, in die sich nur kleine Turbidit-Fächer einschalten (vgl. FEUILLEE 1967). Ein weiteres wichtiges Argument für die Existenz des Biskaya-Hochs ist die Bohrung "Viskaya B-1x" auf dem heutigen Schelf vor Bilbao, mit einer Kreidemächtigkeit von nur ca. 470 m. Die Unterkreide liegt mit rund 100 m Mächtigkeit direkt auf Permotrias, außerdem finden sich in diesem Raum heute positive Schwerewerte, im Gegensatz zu den südlichen Bereichen des Basko-Kantabrischen Beckens (BRINKMANN & LÖGTERS 1967). Die Werte weisen auf eine verdickte kontinentale Kruste in diesem Raum hin.
Die Existenz dieses Hochs wurde bereits von VOORT (1964) aufgrund von sedimentologischen Daten gefordert. Er konstruierte allerdings ein Hoch für die gesamte Biskaya, eine Vorstellung, die heute nicht mehr haltbar ist.
Die gemessenen Schüttungsrichtungen von N und NW werden von BÖSS (1982) und BADILLO et al. (1983) bestätigt und stehen in krassem Gegensatz zu den Richtungen von AGUILAR TOMAS (1971), der Schüttungen von SE nach NW aus dem Raum von Tolosa ableitet. Das Supra-Urgon dieses Raumes wird aber von der z.T. euxinischen Prodelta-Fazies gebildet, außerdem gibt es kein Liefergebiet für die Turbidite. Weiterhin widersprechen auch die Turbidit-Fan-Fazies mit ihrem z.T. proximalen Slope-Charakter einem weiteren Transport von SE.
Der "Flysch Noir de Deva" bei FEUILLEE (1967) erstreckt sich heute an der Küste von Iciar nach Lequeito und erscheint wieder im NW von Bermeo. Besonders von Interesse sind die Aufschlüsse von Saturraran bei Ondarroa und von Arminza im Westen, da sich in den Debris Flows der Turbidit-Rinnen des Inner- und Middle-Fan-Bereichs umfangreiche Komponenten von flachmarinen Karbonaten finden. Speziell untersucht wurden die Riff-Komponenten der Saturraran-Rinnen, die dem Unter- und Mittelalb angehören. Die Rinnen selbst haben aufgrund der Mikrofauna (*Ticinella* cf. *primula*) ein Mittelalb-Alter. Die Outer Fan-Bereiche im Hangenden der Rinnen führen Ammoniten des Oberalb (*Mortoniceras* sp., *Idiohamites* sp.) und planktonische Foraminiferen des Oberalb (*Biticinella roberti*).

Komponentenanalyse der Alb-Karbonate der Saturraran-Turbidit-Rinnen (Abb. 55)

a. *Acantochaetetes*-Biofazies (Taf. 26, Fig. 1, 2, 3, 4)
Die Mehrzahl der aufgefundenen Komponenten sind diesem Faziesbereich zuzuordnen. Mikrofaziell handelt es sich um Floatstones und Framestones mit autochthonen, sehr häufigen Vertretern der Lithistida, insbesondere der Unterordnung Tetracladina und Rhizomorina. Zusammen mit den Kieselschwämmen finden sich häufig kleine Acanthochaeteten der *A. seunesi*-Gruppe, *Actinostromaria* sp., Pharetronida, *Coscinophragma* sp. und dicke Cyanophyceen-lagen, die die Spongien-Gemeinschaft umkrusten. Die Spongien umkrusten allochthone Komponenten des Riff-Kerns und des Reef Flats. Als Einzelkomponenten finden sich bis zu kopfgroße Acanthochaetetida in den Tonen der Debris Flows, z.T. in exzellenter Erhaltung. Sie können somit als altersgleich mit der Schüttung angesehen werden.

b. *Microsolena*-Biofazies (Taf. 26, Fig. 6, 7; Taf. 27, Fig. 1, 8)
Diese Biofazies-Zone ist dokumentiert durch große plattige Korallen, die umkrustet sind mit Melobesiaceae wie *Lithophyllum* sp., *Lithothamnium* sp. und *Archaeolithothamnium* sp.. Als weitere krustierende Algen finden sich häufig *Ethelia alba* und *Lithocodium aggregatum*. Neben diesem Biofazies-Typ findet sich auch eine Algen-Flora mit häufigen großen *Arabicodium* sp., *Dissocladella* sp. und Rotalgen der Flora Vimport, vorwiegend mit *Paraphyllum amphiroeformis* und *Agardhielopsis cretacea*. Relativ häufig in dieser Fazies ist *Mesorbitolina texana* und *Simplorbitolina conulus*, die allerdings nur Sandkörner agglutiniert haben.

c. Reef Flat-Biofazies (Taf. 26, Fig. 5, 8; Taf. 27, Fig. 4, 5, 7)
Die Mikrofazies-Typen des Reef Flat beschränken sich auf quarzsandreiche Floatstones und sind neben den Komponenten der Vorriff-Fazies am häufigsten. Die Biofazies des Reef Flat ähnelt der des Araya I-Riffs der Albeniz-Eguino-Plattform. Die Biofazies-bestimmenden Organismen sind Radioliten, trocholinide

Foraminiferen (*Hensonina lenticularis, Trocholina* sp.), *Nautiloculina* sp. und Algen der Flora Vinport. Häufig finden sich zusammen mit den artikulaten Rotalgen Codiaceen mit *Arabicodium* sp. und *Boueina* sp., Dasycladaceen mit *Dissocladella* sp. und *Neomeris cretacea*. Neben den Radioliten (*Eoradiolites* sp.?) finden sich dicke Schalenreste von pycnodonten Austern, die von *Lithocodium* sp. umkrustet sind, Gastropoden, Bryozoen, Crinoiden und Reste von regulären Echiniden. An Korallen treten massive und artikulate Formen auf. Großforaminiferen sind durch die Arten *Mesorbitolina texana, M. subconcava* und *Dictyoconus* sp. vertreten.

d. Faziestypen des inneren Plattform-Bereichs (Taf. 27, Fig. 9)
Die typische Rudistenfazies mit *Toucasia* sp. und *Monopleura* sp. wird nur in einer Komponente nachgewiesen. Besser dokumentiert sind die Grainstone-Fazies mit häufigen zerbrochenen Orbitolinen-Resten und Bioklasten mit dicken Mikritrinden. Häufig in dieser Fazies sind relativ gut gerundete grobpsammitische Quarzsande. Neben dieser Grainstone-Fazies findet sich häufig eine sandige und siltige Mesorbitolinen-Biofazies mit kleinen Hornkorallen, *Permocalculus* sp., Brachiopoden, epibyssaten Muscheln und wenigen Rudisten.

e. Karbonatfazies des Apt (Taf. 27, Fig. 10 - 13)
Neben den Unter-Mittelalb-Riffkarbonaten finden sich noch einige Apt-Komponenten, die sich auf Wackestones und Packstones mit Beckensediment-Charakter beschränken. Die beobachtete Fazies besteht aus häufigen Schwammskleren, Radiolarien und wenigen sehr kleinen planktonischen Foraminiferen (*Hedbergella* sp.). Die Fazies ist sehr karbonatreich und ist vergleichbar mit der "*Tritaxia*/Schwammskleren"-Fazies nach PASCAL (1982a), die allerdings nicht mit dem Lithofazies-Typ der euxinischen "*Parahoplites*-Fazies" vergleichbar ist, die am Südrand des Deva-Beckens vorkommt. Eine ähnliche Fazies des Apt wird von AUFFRET et al. (1979) am Biskaya-Nordschelf beschrieben. Riffkalke des Apt (Urgon), die ebenfalls vom Biskaya-Hoch abgeleitet werden müssen, werden in den NW-Aufschlüssen bei Bermeo und Arminza beobachtet.

f. Oberalb-Riffkalk-Komponenten in den Campan-Turbiditen von Iciar
Neben den Alb-Komponenten in den Debris Flows des Deva-Beckens finden sich Extraklasten aus Oberalb-Riffkalken in den Campan-Turbiditen nahe Iciar, d.h. daß der nördliche Teil des Biskaya-Hochs im Campan durch die beginnende Subduktion ozeanischer Kruste wieder abgetragen wird (vgl. ENGESER et al. 1984). Es muß also auch am Nordrand des Biskaya-Hochs, d.h. zum eigentlichen Biskaya-Ozean hin, mit Oberalb-Riffkalken gerechnet werden. Im einzelnen werden Komponenten mit *Orbitolina* gr. *concava, Mesorbitolina* sp., *Paraphyllum amphiroeformis, Rotalipora* sp. und Peloid-Mudstones beobachtet (Taf. 28, Fig. 1 - 5).

## Diagenese und Interpretation

Auffällig ist die Häufigkeit von Vorriff-Komponenten in den Saturraran-Debris Flows, die als bereits lithifizierte Karbonate mit einer Zementgeneration aufgearbeitet wurden. Bei den Zementen handelt es sich meist um einen gleichförmigen fibrösen oder granularen feinkörnigen A-Zement, der auf eine subtidale Zementation zurückgeführt werden kann. Die Resthohlräume sind oft mit einem tonigen, mikritischen Sediment verfüllt, das der Matrix der Debris Flows entspricht. Dies kann als Evidenz für ein nahezu identisches Alter der Karbonat-Komponenten und der Schüttungen angesehen werden.

Es gibt aber auch Komponenten, bei denen sich eine intensive Diagenese zeigt. Insbesondere bei Komponenten der Reef Flat-Fazies und bei Komponenten der Orbitolinen-Biofazies wurden die aragonitischen Komponenten völlig aufgelöst und nur teilweise in neomorphen Kalzit umgewandelt. Ein Großteil der so entstanden Lösungshohlräume ist mit einem Mikrit verfüllt. In einzelnen großen Poren finden sich radialaxialfibröse A-Zemente, ein heller drusiger $B_1$-Zement, ein roter sideritischer skalenoedrischer $B_2$-Zement und eine Verfüllung des Resthohlraums mit mikritischer Matrix-Sedimenten. Der $B_1$-Zemnt stellt einen meteorischen Zement dar, der vermutlich unter Sedimentbedeckung entstanden ist. Der sideritische $B_2$-Zement dokumentiert vermutlich das Schüttungsereignis. Diese Zementabfolge weist auf eine erste Zementation eventuell unter meteorischen Bedingungen im Intertidal hin (vgl. BECHSTÄDT 1974), verbunden mit der Auflösung der aragonitischen Schalen.

Auffällig in diesem Zusammenhang ist, daß fast alle Turbidite in diesem Raum eine sideritische Mudstone-Auflage besitzen, die dem Bouma e-Niveau entspricht. In diesen Mudstones sind kalkschalige Foraminiferen erhalten, die im tonigen autochthonen Sediment nicht mehr erhalten oder korrodiert sind, ein Hinweis für eine Ablagerung unterhalb der CCD (BUTT 1981). Es handelt sich bei den Siderit-Mudstones also um eine frühdiagenetische Bildung. Für den Siderit-Zement $B_2$ wird das Gleiche angenommen. Die verbleibenden

Resthohlräume sind wieder mit Matrix-Sedimenten verfüllt, die bei der überlagernden nächsten Schüttung in die Komponenten eingedrungen sind.

Alle analysierten Riff-Faziestypen sind reich an silikoklastischen Komponenten. Es werden keine Orbitolinen beobachtet, die Schwammskleren agglutiniert haben; ein sicherer Hinweis für ein ständiges Angebot terrigener Partikel. Dieses Phänomen wird bis jetzt nur bei Küstenplattformen beobachtet, die von deltaischen Sedimenten umgeben sind (z.B. Landa-Mittelalb-Plattform).

Vermutlich gab es auf dem Biskaya-Hoch ausgedehnte fluviatile Fazies mit vorgelagerten Deltas und Riffen in Form von Küstenplattformen.

Der Hauptanteil der Komponenten in den Debris Flows besteht aus paläozoischen Sedimenten, z.T. aus aufgearbeiteten Konglomeraten, die Karbonat-Sedimente führen. Vermutlich handelt es sich hier um Permotrias-Sedimente, die ein ähnliches Inventar an Konglomeraten besitzen können. Die ältesten mesozoischen Sedimente, die beobachtet werden, haben ein Apt-Alter, d.h. das Biskaya-Hoch war seit der Permotrias ständiges Sedimentliefergebiet, vergleichbar mit den Baskischen Massiven im Osten. Die resedimentierten Apt-Sedimente sind im wesentlichen auf den nordwestlichen Bereich des Deva-Beckens beschränkt, die Alb-Sedimente auf den östlichen Teil des Beckens. Diese retrograde Sedimentation deutet auf ein Absinken des Biskaya-Hochs seit dem Apt hin. Die ausgedehnte Turbidit-Fazies wird auf die Aktivität des Nordastes der BTcS in dieser Zeit zurückgeführt.

Das Biskaya-Hoch stellt das nördliche Liefergebiet des Biskaya-Pull Apart-Beckens dar. Der Nordrand des Biskaya-Hochs besaß vermutlich ebenfalls Karbonat-Plattformen, deren Reste als Komponenten in Turbiditen des Campan dokumentiert sind.

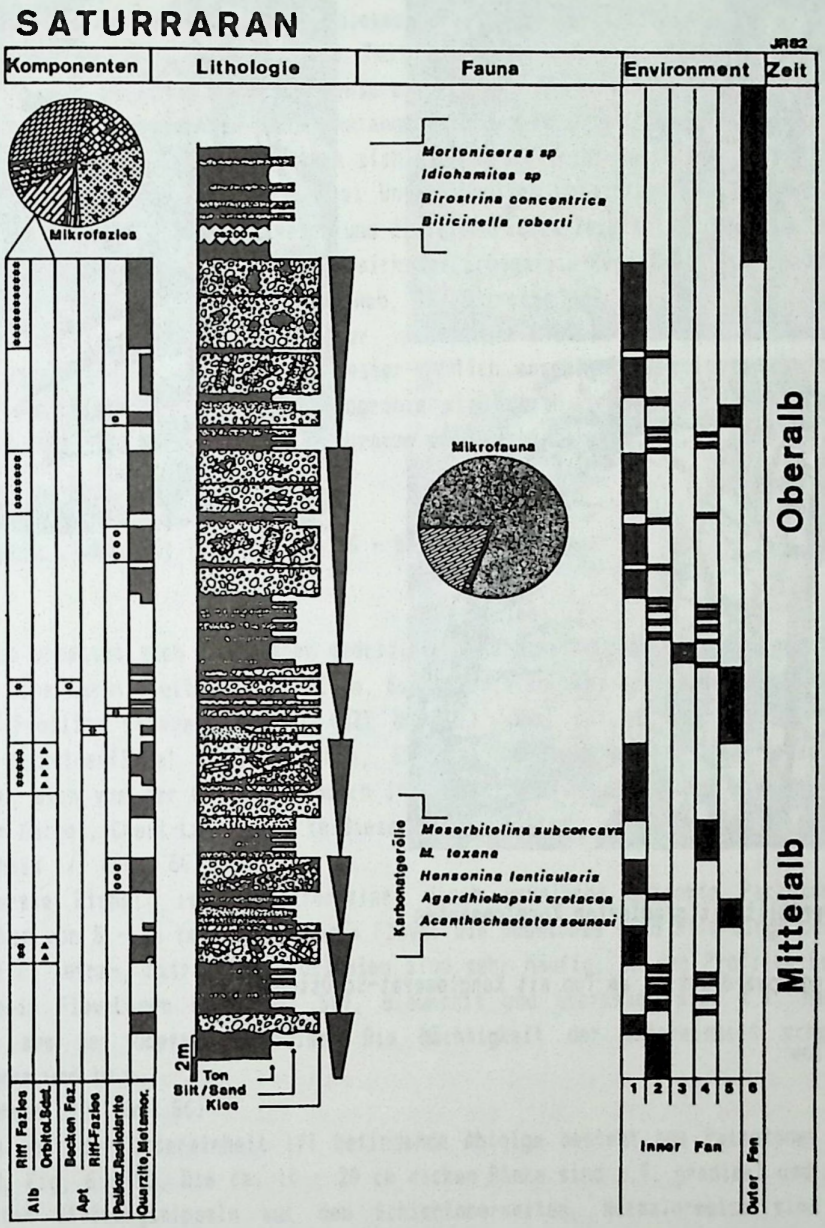
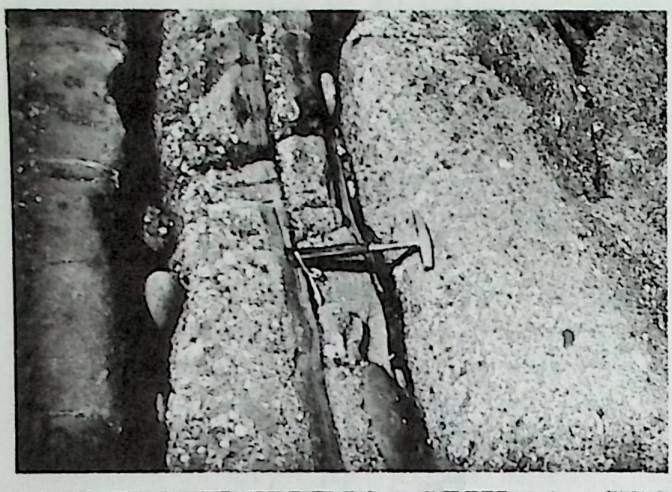



Abb. 55a Turbidit-Rinnen des Inner Fan-Bereichs des "Flysch Negro" von Saturraran bei Ondarroa. Die Schüttungen der Debris Flows und Turbidite kommen aus N bzw. NW und müssen vom "Biskaya-Hoch" abgeleitet werden. Die Rinnen zeigen einen progradierenden Charakter (Thickening upward). Bemerkenswert ist der hohe Anteil von Riffkomponenten des Mittelalb innerhalb des Debris Flows. Am häufigsten sind Komponenten der Vorriff-Fazies.



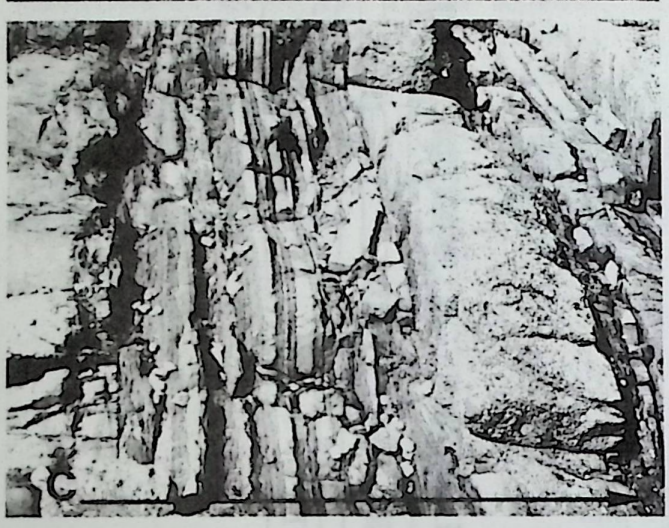


Abb. 55b Rinnen verfüllt mit gradierten Konglomeraten

Abb. 55c Thickening upward-Zyklus am Top mit Konglomerat-Schüttung

Abb. 55d Debris Flow

11.7. Crinoiden-Fan-Fazies des Vracons im SE des Aitzgorri-Basement-Horhs (Abb. 30, 56)

Die Riff-Plattform des Oberalb s.str. wird an der Grenze zum Vracon von feinklastischen Prodelta-Sedimenten zugedeckt (Profil Ilarduya, Abb. 35). In den Tonen und Mergeln werden keine recifalen Einflüsse mehr beobachtet. Die weitere Entwicklung dieses Bereichs verläuft im Süden und Norden der Albéniz-Eguino-Plattform nicht kongruent. Der südliche Teil des ursprünglichen Plattform-Bereichs sinkt im Vracon kontinuierlich ab, ohne daß ein sedimentärer Wechsel stattfindet (REITNER 1982). Im Nordteil der ursprünglichen Plattform verläuft in der Anfangsphase der Subsidenz der Sedimentationsablauf kongruent mit dem Südteil. Im weiteren Verlauf schalten sich aber detritische Kalke ein, die einen Fan-Bereich bilden. Es lassen sich zwei Einheiten mit je drei Untereinheiten unterscheiden. Im ganzen wurden neun Profile untersucht, die deutlich einen proximalen und distalen Fazies-Bereich erkennen lassen (Abb. 56).
Der Fan-Körper nimmt von NW nach SE im Bereich des Echegarate-Passes und von S nach N an Mächtigkeit zu. Ebenso finden sich im NW (Profile OZT 1, Abb. 56; Otzaurte Nord, Abb. 57) die proximalsten Lithofazies. Die größten Mächtigkeiten werden in der nördlichen Urdiain-Mulde verbunden mit relativ distalen Lithofazies erreicht (Abb. 56). In der weiter östlich anschließenden Iturmendi-Mulde wird diese Fazies nicht mehr beobachtet (Abb. 30). Die Südgrenze wird durch das Profil Echegarate S-Muldenflügel (ALS) markiert (Abb. 56). Die Nord- und die Westgrenze sind nicht bekannt.

11.7.1. Einheit 1 (Abb. 56; Taf. 29, Fig. 6 - 8)

Mikrofazies

Diese Einheit schaltet sich als erster dedritischer Karbonatkomplex in die Prodelta-Tone des Vracons ein und besitzt eine Mächtigkeit von 10 - 20 m. Es lassen sich drei sedimentäre Untereinheiten unterscheiden, die in den Profilen Otzaurte Nord I (OZT Nord I) (Abb. 57), Echegarate-Paß (Ech-P.) (Abb. 58) und Echegarate Nö-Muldenflügel (Ech-Nö) (Abb. 59) nachgewiesen werden. Die Gesamtfazies der Einheit 1 unterscheidet sich von der Einheit 2 durch ihre grünliche Farbe und die Häufigkeit zwischengeschalteter autochthoner Mergel. Chert-Lagen sind in dieser Fazies selten.

1. Untereinheit 1/1 (Abb. 56)
   Die unterste Einheit ist charakterisiert durch grünliche gebankte Packstones und Rudstones mit Bankstärken von 5 - 15 cm, sowie Debris Flows. Die Rudstones sind allerdings beschränkt auf das Profil OZT Nord 1. Intra-, Extra- und Bioklasten sind sehr häufig. In den Profilen Ech-P. und Ech-Nö finden sich Debris Flow-Lagen (Abb. 52, 59). Glaukonit und Quarzsand sind z.T. häufig. Die Extraklasten bestehen aus der Oberalb-Riffazies. Die Mächtigkeit der Untereinheit schwankt zwischen einigen Zentimetern und 10 m.
2. Untereinheit 1/2 (Abb. 56)
   Die sich über der Untereinheit 1/1 befindende Abfolge besteht aus Packstones mit Turbidit-Charakter (Taf. 29, Fig. 6 - 8). Die ca. 10 - 20 cm dicken Bänke sind z.T. gradiert und zeigen oft Laminationen und selten Strömungsrippeln auf den Schichtoberseiten. Normalerweise sind die Oberseiten stark durchwühlt von kleinen Echiniden, die gelegentlich noch am Ende von Fluchtspuren beobachtet werden. Häufig finden sich an den Bankoberseiten Phosphorit-Knollen von wenigen Zentimeter Größe (EDAX-Analyse, Abb. 61). In den mergeligen Zwischenlagen finden sich Karbonat-Konkretionen mit Septarien, die einen Durchmesser von bis zu 20 cm haben können. Die Mikrofazies dieser Knollen besteht aus Wackestones mit Bioklasten. Diese Einheit besitzt eine Mächtigkeit von 5 - 10 m.
3. Untereinheit 1/3 (Abb. 56)
   Der über Untereinheit 1/2 folgende Abschnitt unterscheidet sich von den vorhergehenden durch die Zunahme mergeliger Zwischenlagen. Die westlichsten Vorkommen werden wieder von Rudstones gebildet. Die turbiditischen Packstones zeigen nur noch selten Lamination oder andere Sedimentstrukturen.

Biofazies (Taf. 29, Fig. 8)

Die Organismen in den detritischen Kalken sind durchweg allochthon und zeigen noch einen starken recifalen Einfluß. Ein Teil der Bioklasten wird aus Algen der Flora Vimport gebildet. Korallen und Stromatoporen sind selten. In den Extraklasten finden sich ebenfalls Crinoiden und planktonische Foraminiferen mit *Favusella washitensis* und *Hedbergella* div. sp.. In den Mergelfugen wird eine hochdiverse Foraminiferen-

Fauna des Vracon gefunden mit *Planomalia buxtorfi* und *Rotalipora appenninica* (weitere Daten s. Profile Ech-Nö, Ech-P., Ozt Nord I; Abb. 57, 58, 59). Weiter werden kleine irreguläre Echiniden (*Heniaster* sp.), unbestimmbare Ammoniten, *Neohibolites* sp. und Inoceramen-Reste gefunden.

Interpretation

Die Einheit 1 besitzt den Charakter eines kleinen Fans mit retrogradem Sedimentationsverlauf. Die innersten Teile des Fans werden von rinnenartigen Rudstone-Lag Deposits und Debris Flows gebildet. Die mehr distalen Teile des Fans werden durch dünnbankige turbiditische Packstones gebildet, die im inneren Teil dieses Bereichs ein Bank/Mergelfugen-Verhältnis von 5:1 besitzen und im äußeren Teil ein Verhältnis von 1:1, Werte, die einem Fan Fringe-Bereich entsprechen (MUTTI & RICCI-LUCCHI 1975).

11.7.2. Einheit 2 (Abb. 56; Taf. 29, Fig. 9, 10)

Mikrofazies

Die folgende Großeinheit schaltet sich ca. 10 m über der liegenden Einheit im Profil Otzaurte Nord I in die Tone des Supra-Urgon-Prodeltas ein und entwickelt sich nach SE. Auch diese Fazies erreicht die größten Mächtigkeiten innerhalb der Urdiain-Mulde mit 50 - 60 m (Abb. 62, 63, 64). Die Einheit 2 unterscheidet sich durch die größere Mächtigkeit, eine graue bis hellgelbe Gesteinsfarbe, die Häufigkeit von Chert-Lagen und durch den Mangel an Mergelfugen von Einheit 1.

Die hangenden Teile der meisten Profile sind tektonisch stark beansprucht, so daß die Obergrenze nicht klar faßbar ist.

Auf die Kalke folgt meist Mittelturon (vgl. Profil Ech-Nö, Abb. 59).

Es lassen sich wieder drei sedimentäre Untereinheiten unterscheiden.

1. Untereinheit 2/1 (Abb. 56)

   Diese liegende Einheit ist nur an der Basis des Profils "Urdiain Nordwestlicher Muldenflügel" (URD-NW) (Abb. 63) aufgeschlossen. Es handelt sich um Debris Flows, die aufgearbeitete Komponenten von Einheit 1 führen. Eingeschaltet sind Grainstone-artige, turbiditische Bänke mit Strömungsrippeln an den Schichtoberseiten. Eine interne Sedimentstruktur wird nicht beobachtet. Zwischengeschaltet sind einige Mergelfugen. Die Bänke können nach wenigen Metern auskeilen und besitzen daher einen rinnenartigen Charakter. Die Mächtigkeiten dieser Einheit beträgt rund 15 m.

2. Untereinheit 2/2 (Abb. 56)

   Die folgende Einheit ist am weitesten verbreitet und findet sich in fast allen Profilen. Nur in den Profilen OZT 14 (Abb. 56) und OZT 1 (Abb. 56) wird sie nicht beobachtet. Die Fazies ist charakterisiert durch 10 - 40 cm dicke Packstone- und Grainstone-Bänke mit z.T. turbiditischem Charakter. Die Grainstones können z.T. Grainflows darstellen. Sie zeigen keine Sedimentstrukturen und besitzen relativ gleichförmige Korngrößen (STAUFFER 1967). Die Bänke können lateral rasch auskeilen. Die vorliegende Einheit hat den Charakter einer Loben-Sedimentation (MUTTI & RICCI-LUCCHI 1975) mit einer Thickening Upward-Zyklik. Autochthone Mergelfugen werden hier nicht beobachtet. In den Bänken finden sich noch Extraklasten der Oberalb-Plattform sowie Lithoklasten der liegenden Einheit 1.

   In Profil OZT Nord I (Abb. 57) bestehen die Loben-Sedimente aus Floatstones und stellen einen inneren proximalen Bereich dieser Fazies dar. Plattige Chert-Lagen sind häufig im Zentrum der Bänke, ein charakteristisches Merkmal "allodapischer" Kalke (MEISCHNER 1964). Detritischer Quarz ist selten.

   Die Mächtigkeit dieser Einheit schwankt zwischen wenigen Zentimetern (Profil ALS, Abb. 60) und ca. 30 m im Profil "Urdain-westlicher Muldenflügel" (URD-W) (Abb. 62).

3. Untereinheit 2/3 (Abb. 56)

   Diese Einheit überlagert die Untereinheit 2/3 und findet sich in den Profilen der Urdain-Mulde und in den Profilen des Nördlichen Otzaurte-Muldenflügels mit Ausnahme des Profils OZT Nord I.

   Es handelt sich wieder um Grainstone-artige Turbidite mit Bankstärken von 20 - 30 cm. Eine zyklische Abfolge und Rinnensysteme werden nicht beobachtet. Es fehlen allerdings mergelige Zwischenlagen. Die hangenden Teile dieser Einheit sind meist tektonisch stark beansprucht. Die Mächtigkeit beträgt rund 40 m.

Biofazies (Taf. 29, Fig. 10)

In den Grainstones, Packstones und Floatstones dominieren Crinoiden. Die Mikrofaunen in den Mergelfugen sind sehr schlecht erhalten und führen nur wenige planktonische Foraminiferen. In den Bänken wird nur selten Endobenthos beobachtet.

Interpretation

Die hangende Einheit 2 überlagert die Einheit 1 z.T. diskordant. Es handelt sich wieder um eine retrograde Fan-Fazies ähnlich Einheit 1. An Bioklasten dominieren die Crinoiden, so daß von einer ausgedehnten flachmarinen Crinoiden-Fazies auf dem westlich gelegenen Aitzgorri-Basement-Hoch ausgegangen werden muß. Die Grainstones indizieren einen relativ steilen Hang, der für Quarzsand-Körner mind. 18° betragen muß, um in Bewegung zu kommen (MIDDLETON 1970). Im vorliegenden Fall muß allerdings von einem weniger steilen Hang ausgegangen werden, da sich Crinoiden-Stielglieder, die noch nicht vollständig als einheitlicher Kristall vorliegen, sedimentologisch nicht wie Sandkörner verhalten (RUHRMANN 1971a, b).

Die innersten Teile dieses Fans werden von den Debris Flows der Untereinheit 2/1 vertreten. Der mittlere Teil des Fans wird von der Loben-Sedimentation der Untereinheit 2/2 gebildet. Die Untereinheit 2/3 bildet ebenfalls einen, allerdings distaleren, Bereich des mittleren Fans.

### 11.7.3 Zusammenfassung und Vergleiche

Der Karbonat-Fan-Komplex an NE-Rand des Aitzgorri repräsentiert eine Slope-Fazies des Basement-Hoch-Rands zum Biskaya-Becken. Das Herkunftsgebiet der detritischen Kalke lag vermutlich im Westen auf dem Aitzgorri-Basement-Hoch. Belegt wird diese Ansicht durch die Geometrie des Fan-Körpers, der nach NW ausdünnt und dort auch die proximalste Lithofazies besitzt.

Der Karbonat-Plattformbereich auf dem Basement-Hoch besitzt nur noch untergeordnet einen Riff-Charakter, der in Einheit 1 durch wenige rezifale Bioklasten dokumentiert wird. In Einheit 2 fehlt dieser Einfluß völlig. Die dominierende Biofazies bestand vermutlich aus ausgedehnten Crinoiden-"Wiesen".

Eine ähnliche Fazies, ebenfalls ohne hermatype Organismen, wird vom Biskaya-Nordrand nahe dem Meriadzek-Plateau beschrieben (LEG 48, Site 402, GRACIANSKY et al. 1979).

Die z.T. häufigen Extraklasten aus Oberalb-Riffmaterial deuten auf eine Erosion der Albéniz-Eguino-Plattform hin. Vermutlich bestehen hier Zusammenhänge mit den tektonischen Aktivitäten an der Biskaya-Transcurrentstörung (BTcS), die zur Folge hatten, daß der Aitzgorri-Block immer weiter absank.

# Crinoidenkalk - Fan, Echegarate Paß
# ( Oberalb - Vracon )

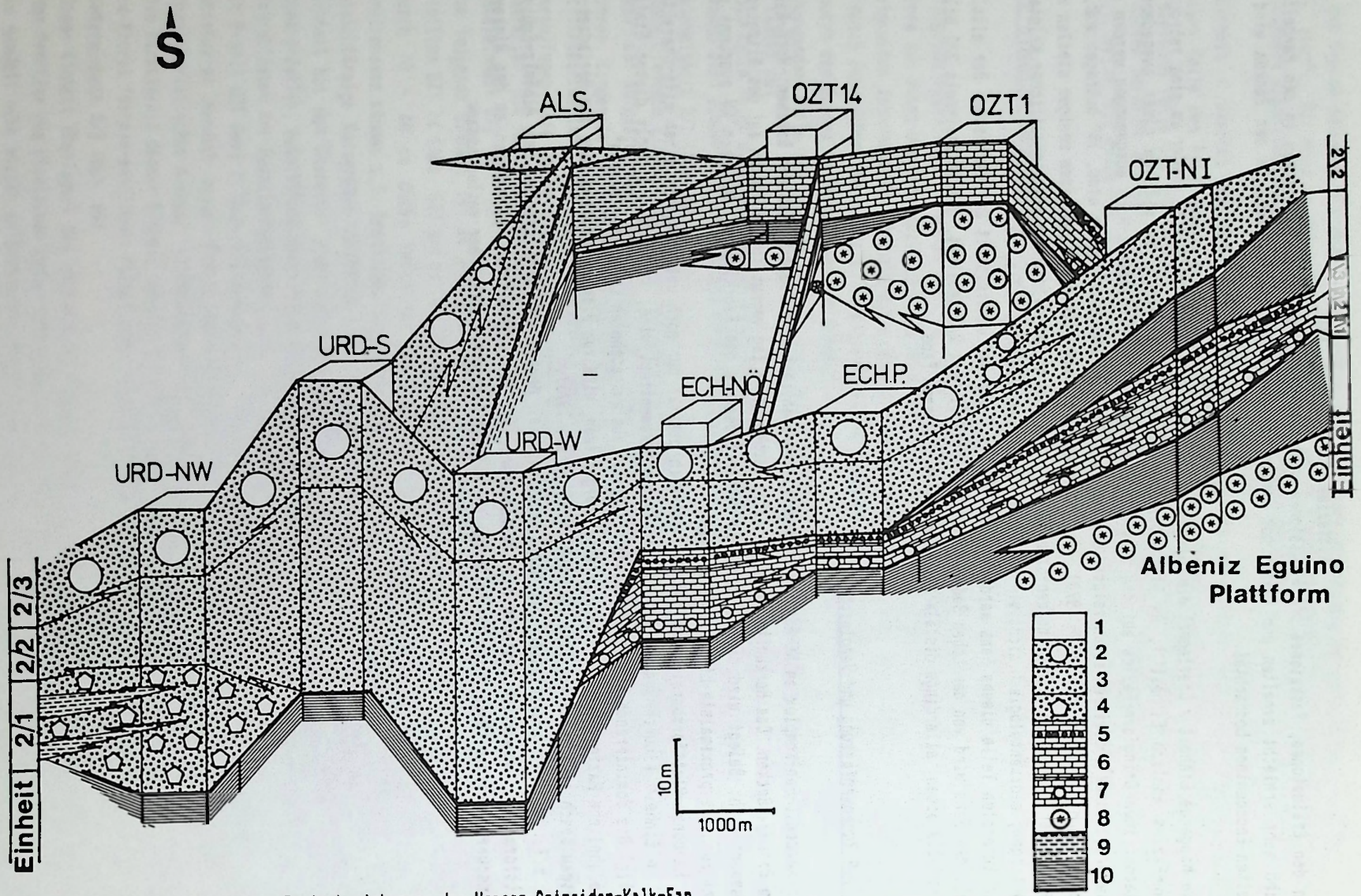



Abb. 56 Faziesbeziehungen des Vracon-Crinoiden-Kalk-Fan
1 - Untercenoman-Mergel, 2 - Einheit 2/3, 3 - Einheit 2/2, 4 - Einheit 2/1, 5 - Einheit 1/3, 6 - Einheit 1/2, 7 - Einheit 1/1, 8 - Albéniz-Eguino-Plattform, 9 - Oberalb/Vracon-Mergel (La Lece-Fazies), 10 - Oberalb-Prodeltatone (Ciordia-Fazies)

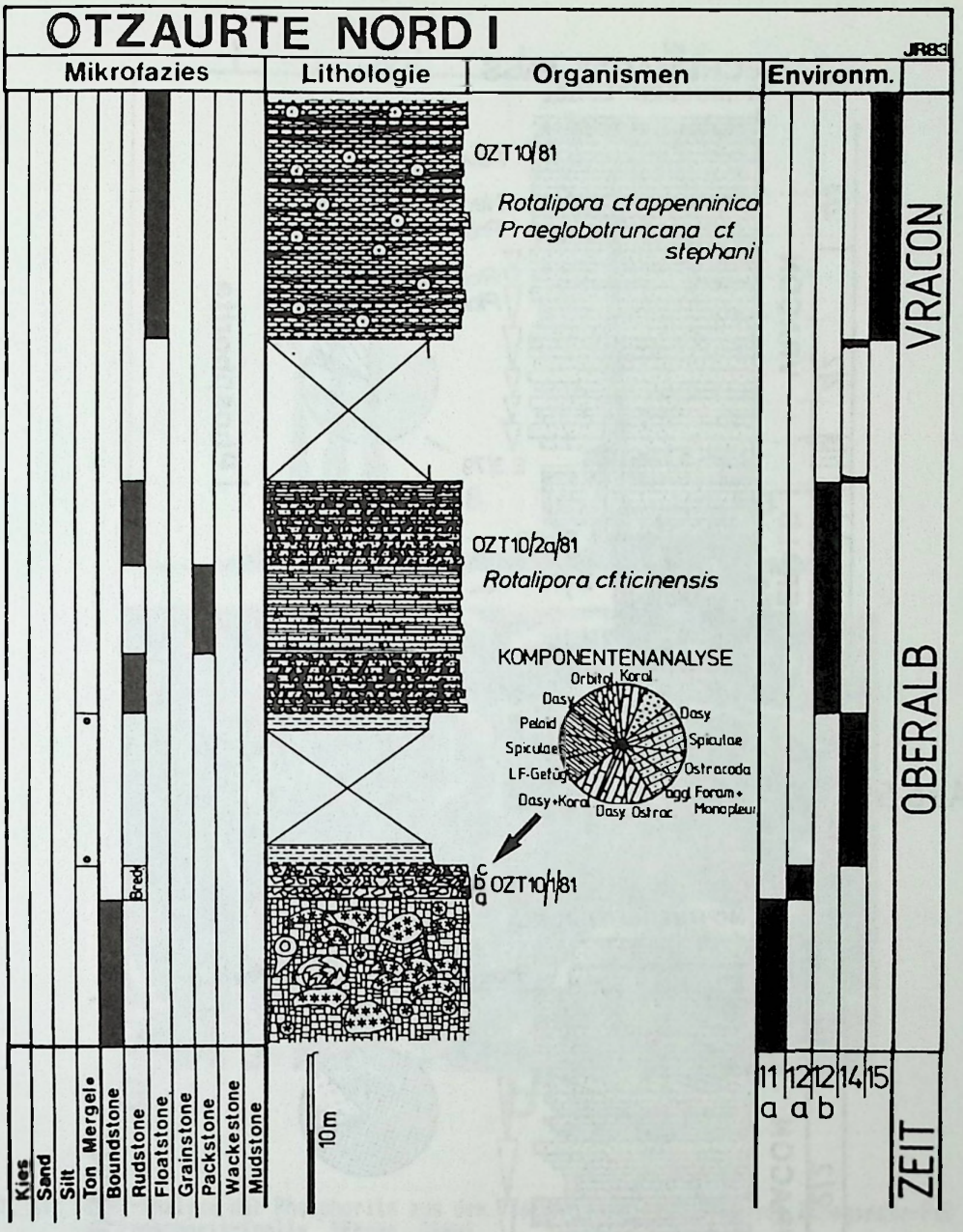



Abb. 57 Profil über dem Otzaurte-Riff 10. Es zeigt deutlich zwei Einheiten des Crinoiden-Kalk-Fan des Vracon (vgl. Abb. 56).

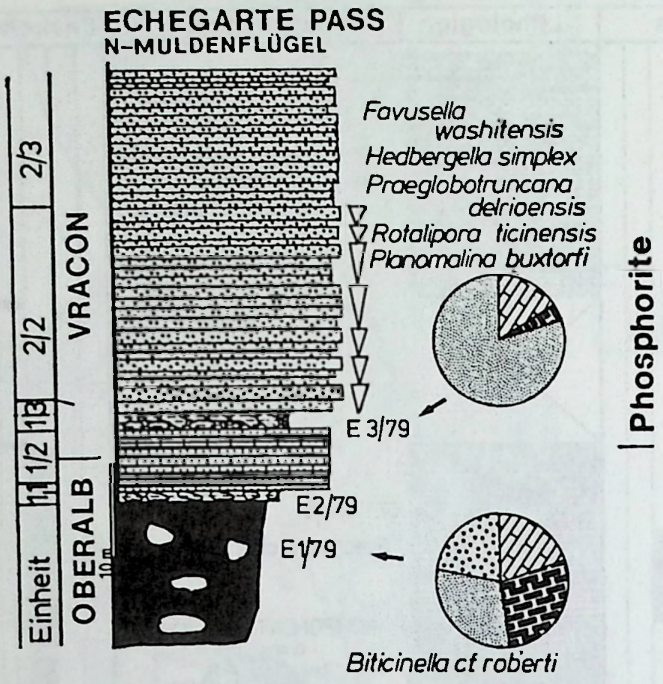

ECHEGARTE PASS
N-MULDENFLÜGEL
Favusella washitensis
Hedbergella simplex
Praeglobotruncana delrioensis
Rotalipora ticinensis
Planomalina buxtorfi
E 3/79
E2/79
E1/79
Biticinella cf roberti
Phosphorite
Einheit
OBERALB
VRACON
1/1
1/2
1/3
2/2
2/3
10 m

Abb. 58

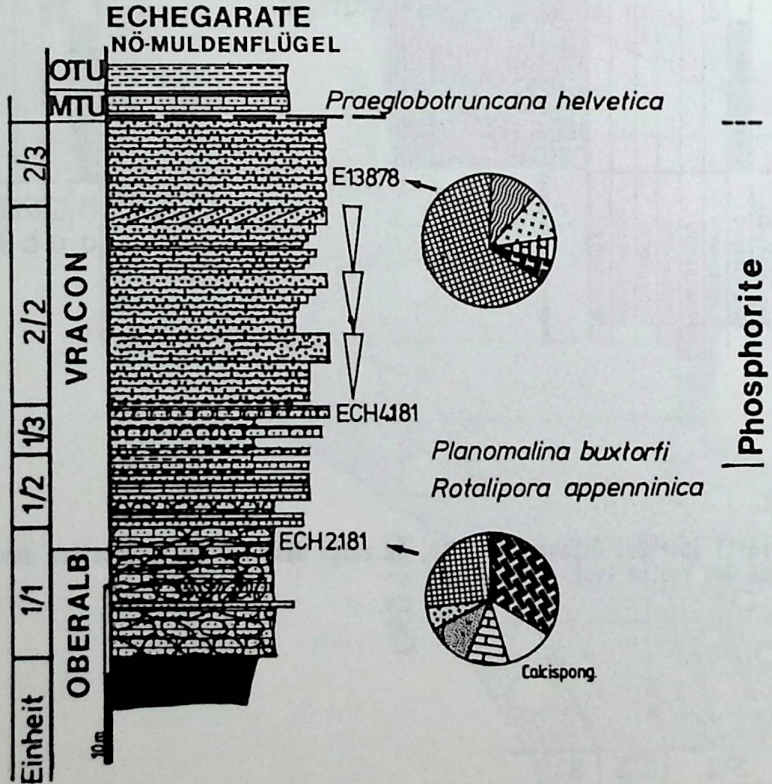

ECHEGARATE
NÖ-MULDENFLÜGEL
OTU
MTU
Praeglobotruncana helvetica
E13878
ECH4181
Planomalina buxtorfi
Rotalipora appenninica
ECH2181
Calcispong.
Phosphorite
Einheit
OBERALB
VRACON
1/1
1/2
1/3
2/2
2/3
10 m

Abb. 59

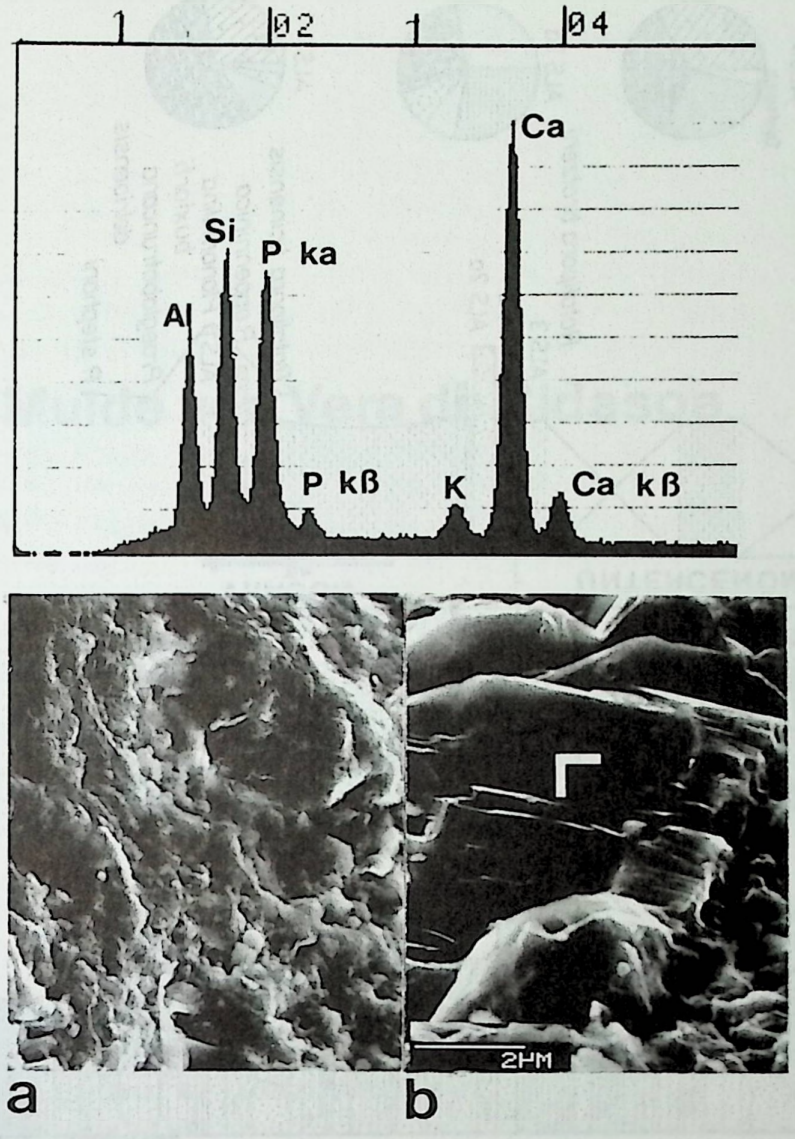



Abb. 61 EDAX-Analyse der Phosphorite aus den Vracon-Crinoidenkalken vom Echegarate-Paß
a. Phosphorit-Knolle, REM-Nr. 03805
b. Phosphorit, REM-Nr. 03803
Analysenzeit 100 sec., Anregungsspannung 15 kv, 2428 counts/sec, Bedampfung mit Kohlenstoff

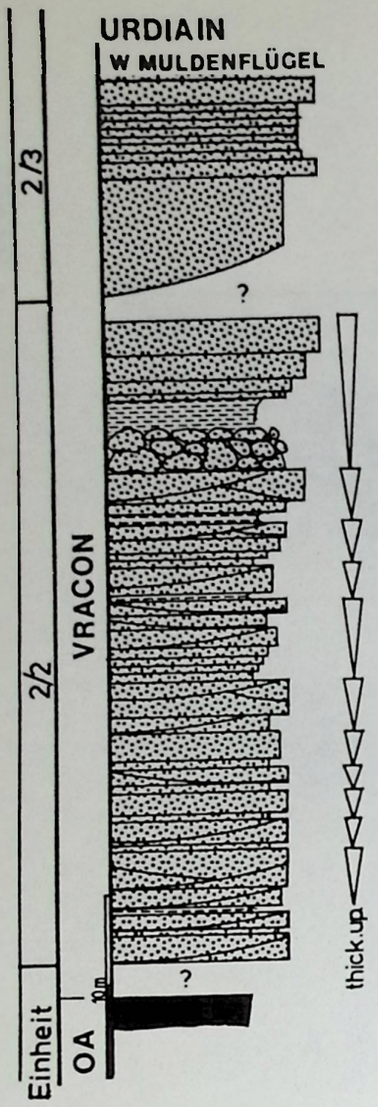



Abb. 62

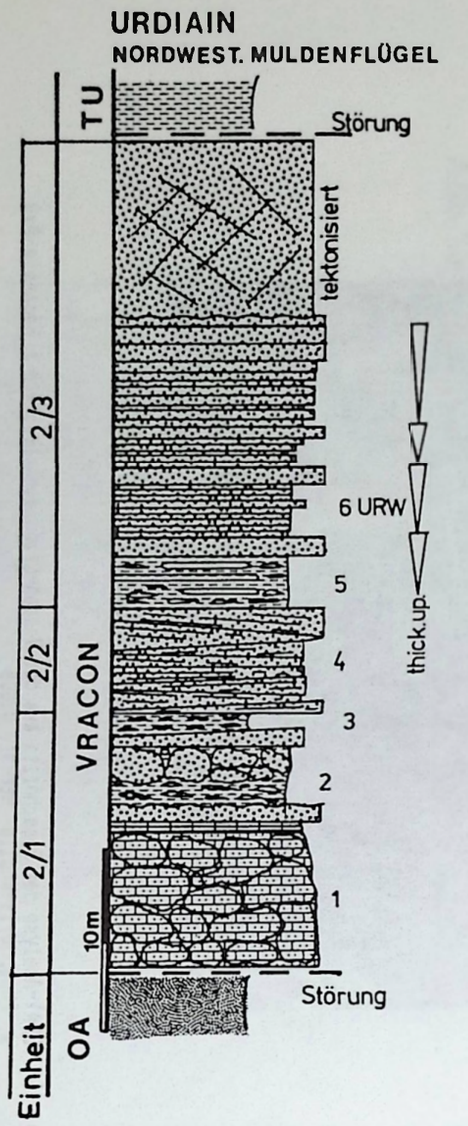



Abb. 63

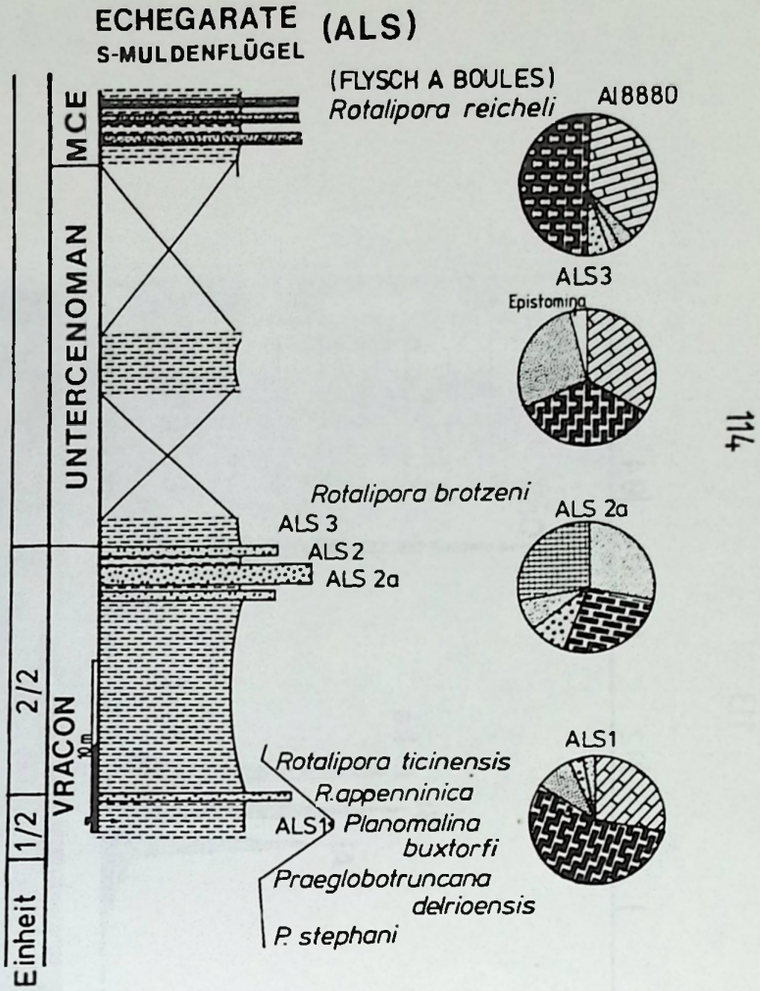



Abb. 60 Profil Echegarate, S-Muldenflügel an der N1 bei Alsasua (ALS)

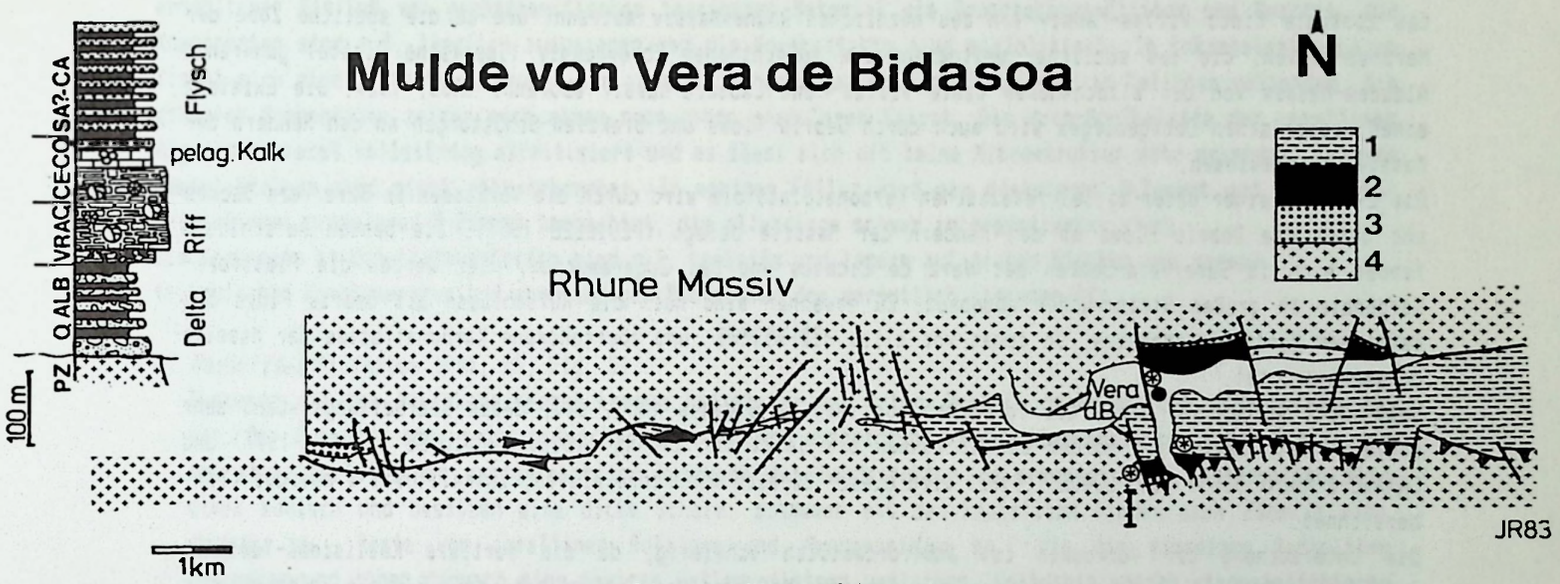



Abb. 64 Vereinfachte geologische Karte der westlichen Mulde von Vera de Bidasoa. Verändert nach der Geologische Karte 1 : 50 000, IGME, Blatt Vera de Bidasoa.
1 - Oberkreide, 2 - Flachmarine Karbonate des Vracon-Turon, 3 - Oberalb silikoklastisch, 4 - Paläozoisches Basement

## 11.8. Vracon/Cenoman-Plattform der Baskischen Massive (Abb. 64)

Bei den Baskischen Massiven im NE des Basko-Kantabrischen Beckens handelt es sich um große Basement-Hochs im Übergangsbereich zum Pyrenäen-Ozean. Sie stellen ein tektonisches und sedimentologisches Problem dar, da sie durch die tertiäre Kollision der Iberischen Platte mit der europäischen stark deformiert wurden und dadurch im weiteren Verlauf ihrer Aufstiegsgeschichte die postherzynische Sediment-Decke, soweit ursprünglich vorhanden, durch Erosion verloren haben.
Reste des mesozoischen Deckgebirges finden sich heute nur noch an zwei Stellen, die ursprünglich an mesozoischen Graben-Zonen gebunden sind. Es handelt sich um das nördlich gelegene Sare/Vera-Becken, das das zentrale Cinco Villas-Massiv von dem nördlichen Rhune-Massiv abtrennt und um die südliche Zone der Marbres-Decken, die das südliche, weitgehend zum autochthonen Ebro-Massiv (Iberische Platte) gehörende Aldudes-Massiv von dem allochthonen Cinco Villas- und Labourd-Massiv abtrennt (Abb. 10b). Die Existenz eines mesozoischen Deckgebirges wird auch durch Debris Flows und Brekzien-Schüttungen an den Rändern der Massive nachgewiesen.
Die Existenz einer unter-mittelkretazischen Karbonatplattform wird durch die Vorkommen im Sare/Vera-Becken und durch die Debris Flows an den Rändern der Massive belegt (FEUILLEE 1967). Die besten Aufschlüsse finden sich im Sare/Vera-Becken bei Vera de Bidasoa und bei Zugaramurrdi. Hier werden die Plattform-Karbonate in großen Steinbrüchen abgebaut. Zu erwähnen sind noch die Aufschlüsse mit Debris Flows des östlichen Mendibelza-Massivs, in denen vor allem die mittel- und obercenomane Karbonatfazies der Massive dokumentiert ist.
Untersucht wurden vor allem die Vorkommen von Vera de Bidasoa (Abb. 64), deren Bearbeitungsstand sehr schlecht ist. Bearbeitet wurden die Vorkommen bis jetzt von LAMARE (1936), FEUILLEE ( 1967, 1971) und LAMARE & KÜHN(1955). Von FLOQUET (1982) wird dieser Bereich als "zone élevée, intralitoral à émergée (?)" bezeichnet.
Die Untersuchung der Vorkommen ist außerordentlich schwierig, da die tertiäre Kollisions-Tektonik tektonische Decken und damit verbunden eine schwache Metamorphose erzeugt hat, so daß viele Informationen verloren gingen. Die Mulde von Vera de Bidasoa ist nach Süden aufgeschoben und stark in einzelne tektonische Schuppen zerlegt (Abb. 64), die eine vernünftige Fazies-Analyse nahezu unmöglich machen, so daß das hier vorgestellte Faziesmodell nur einen stark hypothetischen Charakter besitzt.
Die flachmarinen Karbonate sind an den Ränder der überkippten Mulde aufgeschlossen und liegen z.T. direkt auf herzynischem Basement (FEUILLEE 1967, 1971).

### 11.8.1. Stratigraphie

Die genaue stratigraphische Abgrenzung der Vorkommen ist bis heute unklar. Nach den hier gemachten Untersuchungen setzt die Plattform im Vracon ein. Vermutet wird dies schon von LAMARE (1936) und LAMARE & KÜHN(1955). Von FEUILLEE (1967) wird ein Untercenoman-Alter angenommen, belegt durch Funde von *Caprina adversa* und *Orbitolina concava*. Durch Neufunde der Alge *Agardhiellopsis cretacea*, die eine typische Alb-Alge darstellt (POIGNANT 1978) wird die urspüngliche Vermutung bestätigt. Die basalen Teile des Vorkommens besitzen somit das gleiche Alter wie der Caniego-Kalk (vgl. Kap. 11.9.). Das Gesamtalter der Plattform ist nicht bekannt. Es muß allerdings mindestens mit einem Mittelcenoman-Alter gerechnet werden, da aus den Debris Flows Praealveolinen beschrieben wurden (FEUILLEE 1967). Unmittelbar auf den Plattform-Kalken findet sich heute ein Packstone mit sehr häufigen *Marginotruncana* sp. und *Praeglobotruncana helvetica*, die ein Mittelturon-Alter angeben, so daß die Plattform wahrscheinlich auf das Cenoman beschränkt ist (Abb. 64).

11.8.2. Faziestypen der Karbonat-Plattform

11.8.2.1. Rudisten-Fazies (Taf. 28, Fig. 6 - 10; Taf. 29, Fig. 1 - 5)

Mikrofazies

Der auffälligste Faziestyp sind Kalke mit capriniden und radiolitiden Rudisten, die von allen bisherigen Bearbeitern erwähnt werden und sowohl in den Vorkommen von Vera de Bidasoa als auch von Zugaramurrdi die Hauptmasse der Biofazies ausmachen. Es handelt sich um Floatstones und Packstones, z.T. mit häufigenvollständigen großen Bioklasten, Intraklasten und Rindenkörne. Charakterisitsch ist ein erheblicher Einfluß von grobpsammitischem terrigenen Material wie Grundgebirgs-Flitter und Quarzit, die Komponenten sind z.T. länglich ausgezogen und die Kornkontakte sind stylolitisch. In inkompetenten Lagen findet sich eine erste Schieferung. Die aragonitischen Organismen sind nur noch in Relikten vorhanden, die größeren Komponenten zeigen noch einen neomorphen granularen Kalzit. Die Hoch-Mg-Skelette der corallinen Algen sind meist vollständig mikritisiert und es lässt sich oft keine Mikrostruktur mehr erkennen. Sichere Zementabfolgen sind nicht mehr erkennbar. In wenigen Fällen wird ein granularer A-Zement und ein gröber kristalliner granularer B-Zement beobachtet, die allerdings schwer interpretierbar sind.
Die Karbonate in den Liegend-Serien sind z.T. brekziös und lagern auf großen Blöcken von permo-triassischen Konglomeraten und grobsandigen Sedimenten des vermutlich tieferen Alb.

Biofazies

1. *Radiolites*-Biofazies (Taf. 29, Fig. 5)
   Zusammen mit dem Basiskonglomerat kommen Radioliten der Arten *Durania pyrenaica* und *Sphaerulites* sp. vor. Die Duranien sind relativ leicht an ihrer lang ausgezogenen Hippuriten-ähnlichen fixen Schale und dem charakteristischen unregelmässigen Netzwerk der Wandstruktur zu erkennen. Die Sphaeruliten sind stark konisch und besitzen eine dicke Schale, zusammen mit den Radioliten finden sich *Ethelia alba, Boueina* sp., Reste von corallinen Rotalgen und *Pycnoporidium* sp., die die einzelnen Radioliten umkrusten und ihnen dadurch eine gewisse Wellenresistenz verleihen. Weiterhin werden stromatolithische Krusten auf den Geröllen und den Radioliten beobachtet.
2. *Caprina*-Biofazies (Taf. 28, Fig. 6, 7, 8)
   a. Vorkommen von Vera de Bidasoa
   Als weitere Rudisten-Biofazies wird eine *Caprina*-Biofazies beobachtet, die den Großteil der Kalke ausmacht und die *Radiolites* -Biofazies vertikal und lateral ablöst. Die Floatstones bestehen aus Capriniden der Art *Caprina adversa* zusammen mit häufigen Dasycladaceen (?*Heteroporella* sp.), Echiniden-Resten, halbsphärischen und solitären Korallen, *Toucasia* sp., *Solenopora* sp. und wenigen milioliden Foraminiferen. Die Capriniden können von krustosen Foraminiferen der Gattung *Coscinophragma* sp. und von problematischen Algen wie *Koskinobuliuna* sp., umkrustet sein. Zementierende coralline Algen fehlen.
   b. Vorkommen von Zugaramurrdi
   Die *Caprina*-Biofazies des östlichen Vorkommens besteht aus rötlichen Floatstones. Diese Floatstones sind reich an Dasycladaceen wie *Neomeris cretacea, N. pfenderae, Neomeris* sp. und *Terquemella* sp.. An weiteren Algen werden Boueina sp., *Marionella* sp., *Parachaetetes* sp., *Pycnoporidium* sp., *Lithophyllum* sp. und *Paraphyllum amphiroaforme* beobachtet. Häufig sind dicke Mikritrinden, die auf endolithische Pilze zurückzuführen sind. An Foraminiferen werden sehr selten kleine Sandschaler und Milioliden beobachtet. Häufiger ist *Trocholina odukpaniensis*, die z.T. stark angebohrt ist, ein Phänomen, das von DESSAUVAGIE (1968) beschrieben wurde und zum Einziehen des Gattung *Neotrocholina* sp. führte. Dünnschalige Ostrakoden sind häufig. Neben den Capriniden finden sich *Polyconites*-ähnliche Rudisten und Austern. Gastropoden sind relativ häufig, ebenso Echiniden-Reste. Der ursprüngliche Weichboden ist z.T. stark zerwühlt.
3. Corallinaceae/*Orbitolina*-Biofazies (Taf. 29, Fig. 1 - 3)
   Diese Biofazies hat innerhalb der Rudisten-Fazies nur eine geringe Verbreitung und wird bis jetzt nur in den Vorkommen von Vera beobachtet. Die Mikrofazies entspricht der der Rudisten-Fazies. Auffällig ist das Vorhandensein von *Agardhiellopsis cretacea*. Neben dieser artikulaten Rotalge finden sich *Dissocladella* sp., *Ethelia alba, Lithophyllum* sp. und *Paraphyllum* sp.. Neben diesen Algen werden stark abgerollte *Orbitolina* gr. *concava, Hensoninia lenticularis* und kleine Sandschaler beobachtet. An

Makrofossilien finden sich Lithistida, Pharetronida, Korallenreste, Bryozoen, Serpeln, Schalenreste von requieniden Rudisten und Echiniden. Die gesamte Fazies ist gut vergleichbar mit den sonst beobachteten Faziestypen mit *A. cretacea* im Oberalb des Basko-Kantabrischen Beckens.

4. Scleractinia-Biofazies (Taf. 28, Fig. 10)
   Weiter beobachtet wird eine von Scleractiniern beherrschte Fazies, die sich durch fast vollständige Bioklasten auszeichnet. Die Korallen sind dendroid und solitär und werden durch Cyanophyceen-Krusten miteinander verbunden. Als Begleitorganismen werden Radiolíten, häufige Solenoporaceen, *Ethelia alba*, Echinodermen und sehr wenige Foraminiferen, insbesondere *Coscinophragma* sp., beobachtet.

11.8.2.2. Verschiedene Lithofazies-Typen

Neben den beobachteten Biofazies-Zonen finden sich eine Reihe von klastischen Karbonaten, meistens Grainstones, die allerdings keine signifikanten Organismen mehr erkennen lassen. Die Lithoklasten bestehen aus aufgearbeitetem Basement, Pseudopellets und großen Intra- und Extraklasten; die Grainstones sind z.T. in den liegenden Teilen des Kalks und im Lücken-System des Basis-Konglomerats angereichert, können aber auch als große Intraklasten im Konglomerat selbst auftreten. Die Grainstones sind frühzeitig lithifiziert. Belege dafür finden sich in den vadosen A-Zementen (Meniskus-Zemente).
Weiter werden Brekzien-Lagen mit *Caprina*-Schutt beobachtet, die eventuell ein Riffschutt-Sediment darstellen können und keinen tektonischen Charakter besitzen. Dies gilt auch für einen Teil der Grainstones mit Pseudopellets am Nordrand der Mulde von Vera, die in eine turbiditische Sequenz eingeschaltet sind. Vermutlich bilden die Grainstones Plattform-Shoals, die episodisch abgeglitten sind.

11.8.3. Interpretation und Zusammenfassung (Abb. 65)

Die nur punktuell untersuchten Karbonatfazies des Vracon/Cenomans der Vera/Sare-Mulde zeigen einen Charakter, der an die Reef Flat-Fazies vom Typ der Albéniz-Eguino-Plattform erinnert. Auffällig ist die Dominanz von capriniden und radiolitiden Rudisten sowie die Seltenheit von Orbitolinen und artikulaten Rotalgen. Von den typischen Alb-Algen der Flora Vimport wird *Agardhiellopsis cretacea* beobachtet. Eine typische Riff-Struktur wird nicht beobachtet. Diese Plattformränder werden vermutlich von hochenergetischen Grainstone-Shoals gebildet, von denen sich abgeglittene Sedimente in einer silikoklastischen turbiditischen Sequenz am Nordrand der Mulde wiederfinden.
Die beobachteten groben Brekzien und Gerölle mit Basement-Komponenten an der Basis der Karbonate können z.T. Strand-Konglomerate einer Kliff-Küste sein. Von FEUILLEE (1967,1971) werden diese Gerölllemit dem Absinken des Baskischen Massive in diesem Zeitraum in Zusammenhang gebracht. Mit dem Alb beginnt die eigentliche Subsidenz-Geschichte der Baskischen Massive. An älteren Sedimenten des Deckgebirges sind nur kontinentale Trias und epikontinentaler Jura bekannt.
Die beobachteten Litho- und Biofazies und die Geländefunde erlauben folgendes stark vereinfachtes Fazies-Modell (Abb. 65):

1. Eine Kliffküste mit groben Konglomeraten, in deren subtidalen Bereichen sich eine *Radiolites*-Biofazies mit *Durania* sp. und *Sphaerulites* sp. ansiedelt. Die Rudisten können mit krustosen Kalkalgen stabilisiert werden.
2. Die *Radiolites*-Biofazies wird von einer niederenergetischen *Caprina*-Biofazies, die zusammen mit häufigen Dasycladaceen auftritt, lateral abgelöst. In die *Caprina*-Biofazies schalten sich Fazies-Bereiche mit Algen der Flora Vimport und Orbitolinen sowie Bereiche mit überwiegend dendroiden und solitären Korallen und häufigen *Solenopora*-Knollen ein.
3. Der äußere Plattform-Bereich wird vermutlich von hochenergetischen Grainstone-Shoals mit häufigen Intraklasten und benthonischen Foraminiferen gebildet.

Die beobachteten Biofazies zeigen noch gute Übereinstimmungen mit denen des tiefen Oberalb. Mit den beobachteten Biofazies des Untercenomans, insbesondere der Comillas/Suances-Plattform im Westen, bestehen keine Übereinstimmungen, ebenso mit den Cenoman-Plattformen auf der südlichen Meseta. Die Vracon/Cenoman-Plattform der Baskischen Massive hat generell einen retrograden Sedimentationsverlauf, da die Massive ab

dem Oberalb kontinuierlich absanken. Im Obercenoman muß mit einer Verbreitung über alle Massive (Rhune, Cinco Villas, Labourd, Mendibelza) gerechnet werden, da an allen Rändern entsprechende Schüttungen von flachmarinen Karbonaten beobachtet werden (FEUILLEE 1967). Die Plattform hatte vermutlich dann einen Inselplattform-Charakter.

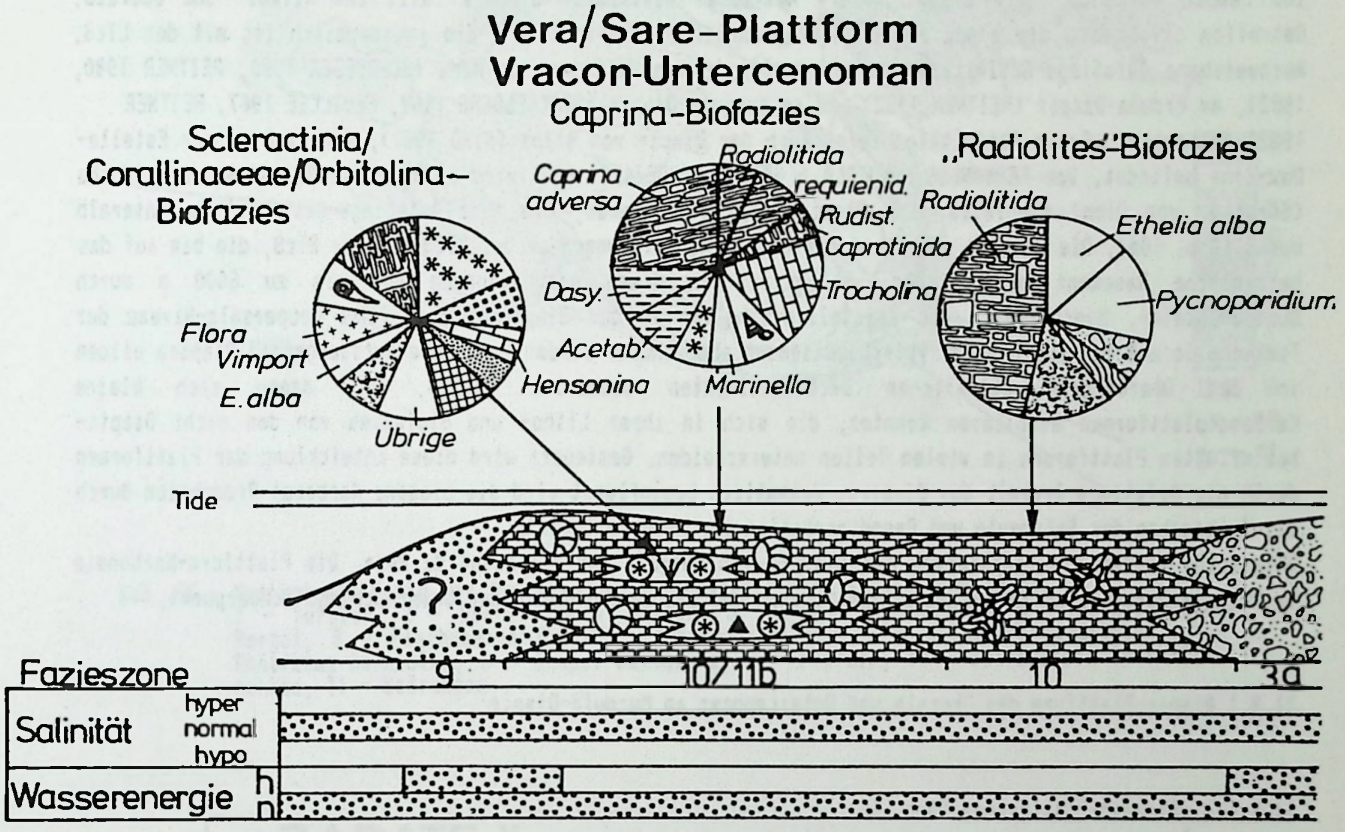



Abb. 65 Vereinfachtes hypothetisches Faziesmodell des Vracon der Vera/Sare-Plattform basierend auf den Aufschlüssen von Vera de Bidasoa und von Zugarramurdi

## 11.9. Diapir-Karbonatplattformen

Neben den bereits vorgestellten Karbonatplattform-Typen tritt im Oberalb des Basko-Kantabrischen Beckens ein weiterer Typ auf, der an Keupersalz-Diapire gebunden ist.
Die Diskussion über diese Vorkommen erregte insbesondere in jüngster Zeit die Gemüter, z.T. mit heftigen Diskussionsbeiträgen (SCHROEDER & WILLEMS 1983), die allerdings zur Klärung dieses Phänomens nur wenig beigetragen haben.
An Diapire gebundenen flachmarine Karbonate sind im Basko-Kantabrischen Becken vom Apt (vgl. Mutiloa) bis ins Campan vorhanden. Die erste größere Aktivität bestimmter Diapire fällt ins Mittel- und Oberalb. Betroffen davon sind die Diapire des "Südkantabrischen Diapir-Zone", die ja identisch ist mit der LTcS. Nachweisbare Aufstiegs-Aktivitäten werden am Diapir von Villasana de Mena (SCHROEDER 1980, REITNER 1980, 1982), am Orduña-Diapir (REITNER 1982) und am Murguía-Diapir (STACKELBERG 1967, FEUILLEE 1967, REITNER 1982) beobachtet. Erste Aktivitäten zeigt auch der Diapir von Alloz (KIND 1967), der sich an der Estella-Dax-Zone befindet. Von FERNANDES-MENDIOLA & GARCIA MONDEJAR (1983) wird am Rand des Gorbea-Basement-Hochs (Struktur von Dima) ebenfalls eine Diapir-Beule beschrieben, die ihre Aufstiegs-Aktivität im Unteralb besaß (Abb. 10a). Die Diapire markieren die großen Abschiebungen an der LTcS und der BTcS, die bis auf das herzynische Basement hinabreichen. Belegt werden diese Abschiebungen von bis zu 6000 m durch Buntsandstein-, Muschelkalk- und Kristallin-Schollen in den Diapiren, d.h., das Keupersalz-Niveau der Tiefscholle muß bis auf das herzynische Basement abgeschoben worden sein. Die aufsteigenden Diapire bilden in den überwiegend deltaischen Beckensedimenten submarine Beulen, auf denen sich kleine Karbonatplattformen etablieren konnten, die sich in ihrer Litho- und Biofazies von den nicht Diapir-beeinflußten Plattformen in vielen Teilen unterscheiden. Gesteuert wird diese Entwicklung der Plattformen durch die Aufstiegs-Dynamik des Diapirs. Wesentlich beeinflusst wird die biogene Karbonat-Produktion durch das Aufbrechen der Salzbeule und Resedimentation des Keupermaterials.
Untersucht wurden die Plattformen der Diapire von Murguía und Villasana de Mena. Die Plattform-Karbonate am Murguia-Diapir sind am besten aufgeschlossen und bilden deshalb einen Untersuchungs-Schwerpunkt.

### 11.9.1 Diapir-Plattform des Oberalb und Untercenoamn am Murguía-Diapir

#### 11.9.1.1. Oberalb-Plattformen (Abb. 66)

Aufschlussverhältnisse (Abb. 66)

Der innere Randbereich des Diapirs wird im wesentlichen von Mittel- und Oberalb-Sedimenten gebildet, die unmittelbar auf den Keupersedimenten liegen, mit einer Ausnahme beim Dorf Jugo. Hier schaltet sich zwischen das Alb und die Keupersedimente noch eine "Carniolas-Scholle" des Rhät/Lias-Grenzbereichs ein (Abb. 66). Die Plattform-Karbonate am Diapirrand sind heute am besten am Nord- und Ostrand des Diapirs zwischen dem Altube-Paß und Manurga aufgeschlossen. Weitere, allerdings nur fragmentarische isolierte Vorkommen finden sich zwischen Murguía und Luquiano im Süden und an der Basis der zentralen Carascal-Scholle, den Rest des eigentlichen Diapirdaches. Am Südwestrand des Diapirs gibt es heute keine Unterkreide-Aufschlüsse mehr. Detailliert untersucht wurden die Profile von Zarate (Abb. 67, 72), Altube (Abb. 70), Jugo (Abb. 68), Manurga (Abb. 69), Marquina (Abb. 73), Domaiquia (Abb. 71) und Luquiano (Abb. 71) sowie eine Reihe von isolierten Vorkommen (vgl. Abb. 66).
Im Oberalb lassen sich zwei Entwicklungsstufen der Diapir-Plattform erkennen, eine initiale Plattform und eine differenzierte Plattform.

#### 11.9.1.1. Initiale Diapir-Plattform

Die initiale Plattform auf der Diapirbeule wird durch eine Reihe karbonatarmer sub- und intertidaler Sedimente mit charakteristischen Litho- und Biofazies gebildet. Aufgeschlossen ist dieser Bereich an der

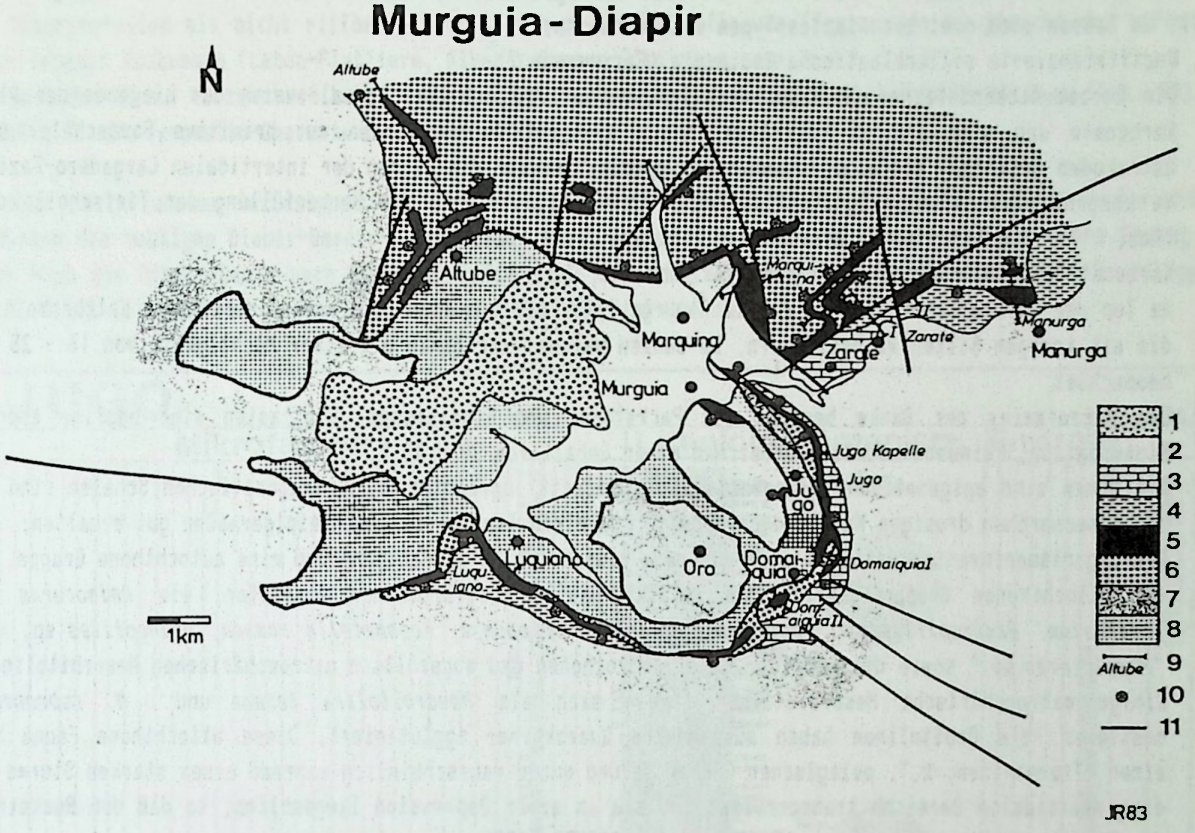



Abb. 66 Geologische Karte des Murguía-Diapir (verändert nach STACKELBERG 1967)
1 - Tertiär, 2 - Oberkreide allgemein, 3 - Mittel-Obercenoman, 4 - Untercenoman-Mergel, 5 - Flachmarine Oberalb/Untercenoman-Kalke, 6 - Mittelalb-Sandsteine, 7 - Rhät/Lias-Carniolas, 8 - Keuper-Sedimente, 9 - Profile, 10 - Bearbeitete Aufschlußpunkte, 11 - Störungen

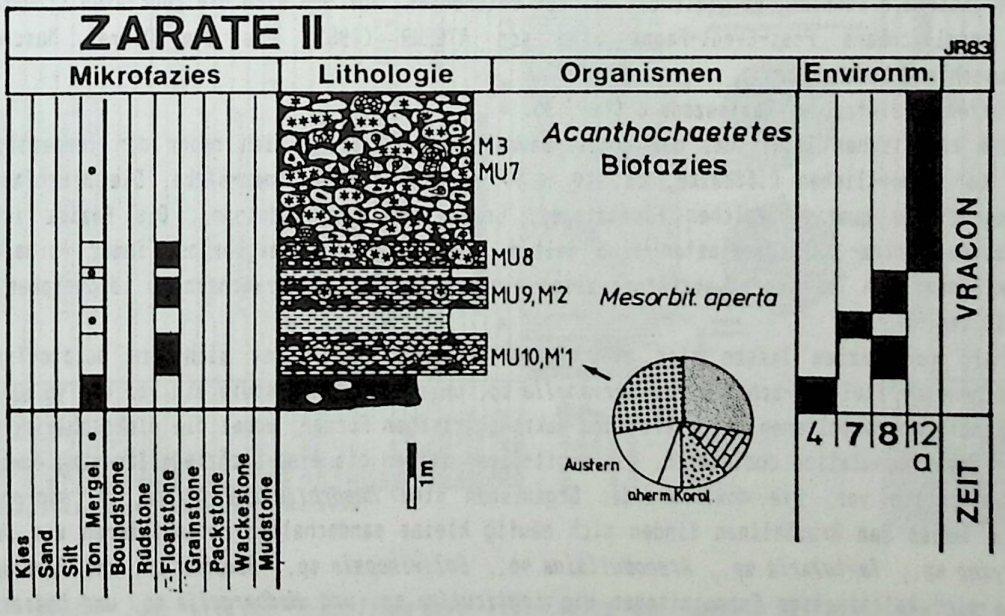



Abb. 67 Profil Zarate II an der Straße nach Manurga mit Sedimenten der initialen Plattform (Mu 9/10, M'1/2) und Sedimenten der Oberalb-Riffplattform.

Basis des Profils Zarate II (Abb. 67), des Profils Jugo (Abb. 68) und vor allem im Profil Manurga (Abb. 69). Es lassen sich drei Lithofazies-Typen unterscheiden:

1. Undifferenzierte silikoklastische Sedimente (Fazieszone 2)

   Die Gorbea-Albsandsteine mit einer Mächtigkeit von 2700 m bilden normalerweise das Liegende der Alb-Karbonate und sind arm an Fossilien. Neben einigen Austern werden nur primitive Sandschaler und Ostrakoden gefunden, die eine Zusammensetzung besitzen wie die Faunen der intertidalen Cargadero-Fazies im Liegenden der Albéniz-Eguino-Plattform. Diese Fazies stellt die Beckenfüllung der Tiefscholle dar (Abb. 117). Die Sandsteine umfassen den Zeitraum des Mittelalb.

2. Karbonat-Tempestit-Fazies (Fazieszone 2) (Abb. 69; Taf. 30)

   Am Top der Gorbea-Sandsteine im Profil Manurga (Abb. 69) schalten sich rote sideritische Kalkbänke ein, die mit tonigen Silten wechsellagern. Im Ganzen werden vier Bänke mit einer Mächtigkeit von 15 - 25 cm beobachtet.

   Die Mikrofazies der Bänke besteht aus Packstones und Floatstones. Bioklasten sind häufig, ebenso Bioturbation. Feinsand und Silt erreichen einen Gehalt von 30 - 40 %.

   Die Bänke sind epigenetisch metasomatisch mit Siderit imprägniert. Die aragonitischen Schalen sind in einen neomorphen drusigen Kalzit umgewandelt. Die Mikrostruktur ist noch einigermaßen gut erhalten.

   Das Organismeninventar verteilt sich auf zwei Gruppen, eine allochthone und eine autochthone Gruppe. Zu der allochthonen Gruppe gehören die relativ häufigen zerbrochenen Ammoniten, wie *Anisoceras* cf. *perarmatum, Gastroplites* cf. *cantianum, Mortoniceras pachys, Kossmatella romana, Anahoplites* sp. und *"Phylloceras* sp." sowie die häufigen, oft zerbrochenen und abgerollten mikrosphärischen Mesorbitolinen. Einige makrosphärische Mesorbiotlinen lassen sich als *Mesorbitolina texana* und *M. subconcava* bestimmen. die Orbitolinen haben ausnahmslos Quarzkörner agglutiniert. Diese allochthone Fauna hat einen offenmarinen, z.T. pelagischen Charakter und wurde wahrscheinlich während eines starken Sturms in die intertidalen Bereiche transportiert, wo sie in einer Depression liegenblieb, so daß der Rückstrom den Mikrit nicht mehr abtransportieren konnte (AIGNER 1982).

   Die so entstandenen Karbonatschlamm-Böden in den subtidalen Tümpeln werden von einet typischen Weichboden-Fauna besiedelt. Es finden sich in Lebendstellung *Pleuromya* sp., eingegraben im Sediment, *Exogyra* sp., die auf dem Sediment liegt, *Neithea gibbosa*, eingegrabene Scaphopoden, irreguläre Echiniden und Gastropoden. Kleine hornförmige Weichboden-Korallen werden ebenfalls an den Bankoberseiten beobachtet.

   Der Mikrit besaß eine gewisse Stabilität, so daß sich größere, nicht grabende Muscheln wie *Exogyra* sp., darauf ansiedeln konnten, vergleichbar mit dem Weichboden, auf dem sich die Toucasien finden.

   Eine vergleichbare Post-Event-Fauna wird von AIGENR (1982) aus dem Oberen Muschelkalk von Süddeutschland beschrieben.

3. *Mesorbitolina*-Biofazies (Fazieszone 8 (Taf. 30)

   Aus dem klastischen Intertidal der Gorbea-Sandsteine entwickeln sich neben den Tempestiten, an der Basis der eigentlichen Riffkalke, ca. 10 - 60 cm dicke Orbitolinen-Bänke. Die Mikrofazies besteht vorwiegend aus quarzsandreichen Floatstones, Grainstones und Rudstones. Die Fazies ist reich an Bioklasten; Intra- und Bioklasten sind selten. Onkoide sind untergeordnet immer vorhanden, ebenso Rindenkörner. Ein Teil der Quarzkörner zeigt ein syntaxiales Weiterwachsen zu idiomorphen Kristallen. Siderit ist häufig.

   Innerhalb der Fazies lassen sich zwei Typen erkennen. Es findet sich ein Onkoid-Typ, bei dem zerbrochene Orbitolinen-Schalen von *Girvanella* sp. umkrustet sind, sowie ein Fazies-Typ mit weitgehend vollständigen Orbitolienen mit mikro- und makrosphärischen Formen, wobei die mirkosphärischen mit 90 % an der Gesamtpopulation dominieren. Die Orbitolinen zeigen oft eine Dachziegellagerung oder liegen als Hochkantschille vor. Die dominierenden Organismen sind *Mesorbitolina texana, M. subconcava* und *M. aperta*. Neben den Orbitolinen finden sich häufig kleine sandschalige Foraminiferen wie *Dorothia* sp., *Gaudryina* sp., *Textularia* sp., *Arenobulimina* sp., *Bolivinopsis* sp., *Reophax* sp. und *Glomospirella* sp.. Selten sind kalkschalige Foraminiferen wie *Lenticulina* sp. und *Hedbergella* sp. und Ostrakoden. Neben den Foraminiferen finden sich noch solitäre kleine Hornkorallen, Schwammspicula, Gastropoden, Rudistenreste, reguläre Echiniden, Calcisphären und vor allem dickschalige Austern und *Lopha* sp.. Bryozoen und Serpeln unkrusten die Orbitolinen-Schalen. An Algen findet sich neben *Girvanella* sp. noch *Paraphyllum primaevum*.

## Interpretation

Die Interpretation als nicht riffbeeinflusste offenmarine Schelflagune (Faziszone 8) gleicht den vorher beschriebenen Vorkommen (Landa-Plattform, Albéniz-Eguino-Plattform, usw.).

Ein Teil der Bänke verzahnt sich mit intertidalen Sedimenten, insbesondere im Profil Manurga (Abb. 69), so daß z.T. ein Tempestit-Charakter wahrscheinlich ist.

## Zusammenfassung

Die hier beschriebenen Faziestypen des Oberalb bilden eine initiale Diapir-Plattform, die im Norden und Nordosten des heutigen Diapir-Bereichs beobachtet wird. Vermutlich entwickelte sich hier das erste Doming, bevor sich die Diapir-Beule nach Süden ausdehnte. Die nichtrezifale Plattform-Fazies stellt die Grundlage für die sich im weiterren Verlauf entwickelnde Diapir-Riffplattform dar.

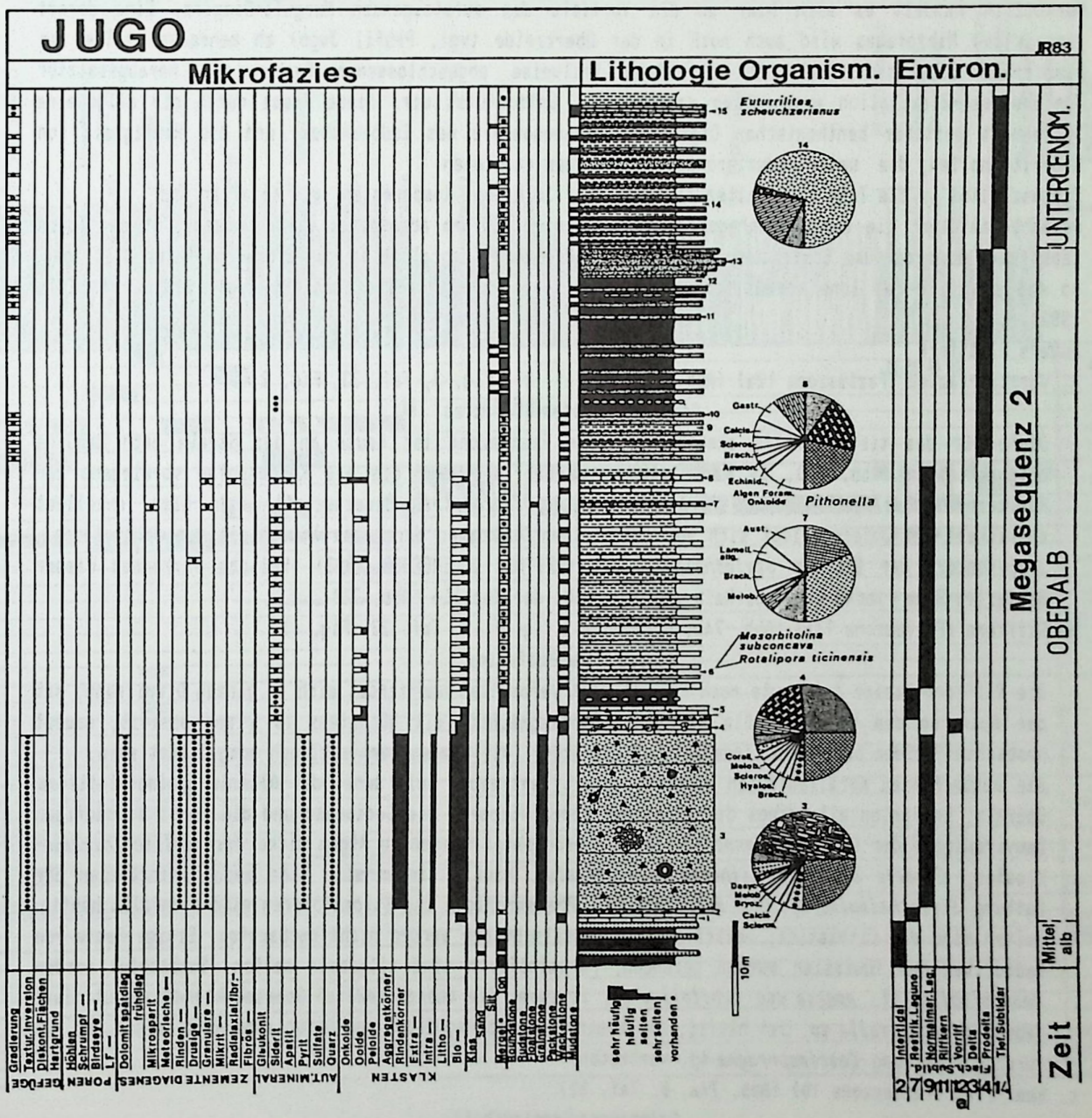



Abb. 68 Profil Jugo mit der *Radiolites*-Reef Flat-Fazies der Oberalb-Riffplattform und der Diapir-Slope-Fazies des Oberalb-Untercenoman, ab Probe 6 "Grenztonlage", über Probe 5.

11.9.1.1.2. Riffplattform

über der Fazies der initialen Plattform setzt eine Karbonatfazies ein mit erheblich geringerem klastischen Einfluß. Die sich entwickelnde Riffplattform lässt sich in einen äußeren und einen inneren Plattform-Bereich unterscheiden.

1. Beckenfazies (Fazieszone 14) (Abb. 74a, b)

Am NW-Rand des Diapirs, an Paß Altube (Abb. 70) ist heute eine mehrere hundert Meter mächtige Serie von schwarzen siltreichen Tonen mit häufigen Siderit-Knollen und -Bänken aufgeschlossen, die eine Ammonitenfauna des Oberalbs und Vracons geliefert haben. Neben den Ammoniten finden sich häufig Gastropoden der Gattung *Alaria* sp. und wenige bioturbate Lagen. Die Mikrofauna besteht nur aus Ostrakoden, die eine erhebliche Wassertiefe von rund 600 m anzeigen (mündl. Mitteilung von LIEBAU). Vermutlich handelt es sich hier um die Vortiefe des aufsteigenden Murguía-Diapirs. Eine derart restriktive Mikrofauna wird auch noch in der Oberkreide (vgl. Profil Jugo) an mehreren Stellen am Diapirrand beobachtet, so daß von einem teilweise abgeschlossenen Becken mit herabgesetzter Tiefenwasser-Zirkulation ausgegangen werden kann. Unterstützt wird diese These durch die allgemeine Seltenheit weiterer benthonischer Organismen, insbesondere des Endobenthos, und die Häufigkeit von Siderit-Knollen, die unter reduzierenden Bedingungen entstehen.

Eingeschaltet in die Tone sind selten flachmarine allochthone Komponenten, wie Korallen und Acanthochaeteten, die von der nahegelegenen Karbonat-Plattform abgeleitet werden müssen. In den Tonen lässt sich eine diffuse Schichtung erkennen, mit kleinen Slumpfalten in den eingeschalteten Siltlagen, so daß ein Teil der Tone vermutlich den Charakter von Mud-Turbiditen besitzt (vgl. EINSELE & KELTS 1982).

2. Äußere Plattform

a. Vorriff-Fazies (Fazieszone 12a) (Abb. 74a, b; Taf. 31, Fig. 3, Taf. 33, Fig. 2, 3)

*Acanthochaetetes*-Biofazies

Diese für das tiefe Vorriff charakteristische Fazieszone ist heute an der Straße nach Manurga aufgeschlossen (Abb. 66). Es handelt sich um Debris Flows, die als Komponenten vorwiegend der Riffkern-*Microsolena*-Biofazies führen. Die *Acanthochaetetes*-Gemeinschaft ist hier exzellent entwickelt und unterscheidet sich von den übrigen Vorkommen durch die Häufigkeit von Sphinctozoen, insbesondere der Gattung *Stylothalamina* sp. (REITNER & ENGESER 1983). Weitere Vorkommen dieser Biofazies-Zone finden sich oberhalb von Jugo nahe der Kapelle (Abb. 71).

b. Riffkern (Fazieszone 11a) (Abb. 74a, b; Taf. 31, fig. 1, 2, Taf. 33, Fig. 1)

*Microsolena*-Biofazies

Die Riffkern-Fazies ist heute noch relativ weit verbreitet und findet sich am ganzen Diapirrand, mit der Ausnahme des NW-Teils. Die Fazies ist geringmächtig mit höchstens 10 m und besitzt, soweit beobachtet, einen bank- und linsenartigen Charakter. Die Fazies kann zyklisch ausgebildet sein.

Die beobachteten Korallenfaunen stimmen, soweit bestimmbar, mit denen der Albéniz-Eguino-Plattform überein. Es fehlen allerdings die Algen der Flora Vimport, die Codiaceen und die sonst so häufigen Dasycladaceen der Gattung *Dissocladella* sp.. Beobachtet werden an Algen dicke *Archaeolithothamnium*-Krusten, *Ethelia alba* und *Lithocodium aggregatum*. Häufig finden sich hier auch Sphinctozoen der Gattung *Stylothalamina* sp. und *Barroisia* sp.. Pharetroniden und Stromatoporen sind ebenfalls häufig. Selten sind die Lithistida; hexactinellide Kieselschwämme werden nicht beobachtet. Einige Reste von Radioliten und Toucasien wurden gefunden. Foraminiferen sind allgemein selten. Beobachtet werden *Mesorbitolina* cf. *aperta* und *Orbitolina* gr. *concava*, die ausschließlich Schwammskleren agglutiniert haben. *Glomospirella* sp. ist häufig, die kleinen Ataxophragmiiden und Lituoliden sind selten und nur durch die Gattung *Coscinophragma* sp. vertreten.

c. Reef Flat (Fazieszone 10) (Abb. 74a, b; Taf. 32)

*Solenopora*-Gemeinschaft

Eine Besonderheit stellt ein Teil der Reef Flat-Fazies dar, die hier von einer *Solenopora*-Gemeinschaft gebildet wird. Aufgeschlossen ist sie oberhalb des Dorfes Zarate (Abb. 66, 72).

Die Fazies ist zyklisch und besteht aus einer liegenden Framestone-Fazies, die von den Floatstones eines Riffschutts überdeckt wird. Im ganzen werden vier gleichartige Zyklen beobachtet. Die Biofazies wird durch große Solenoporaceen, meist der Gattung *Parachaetetes* sp., die kugelige und

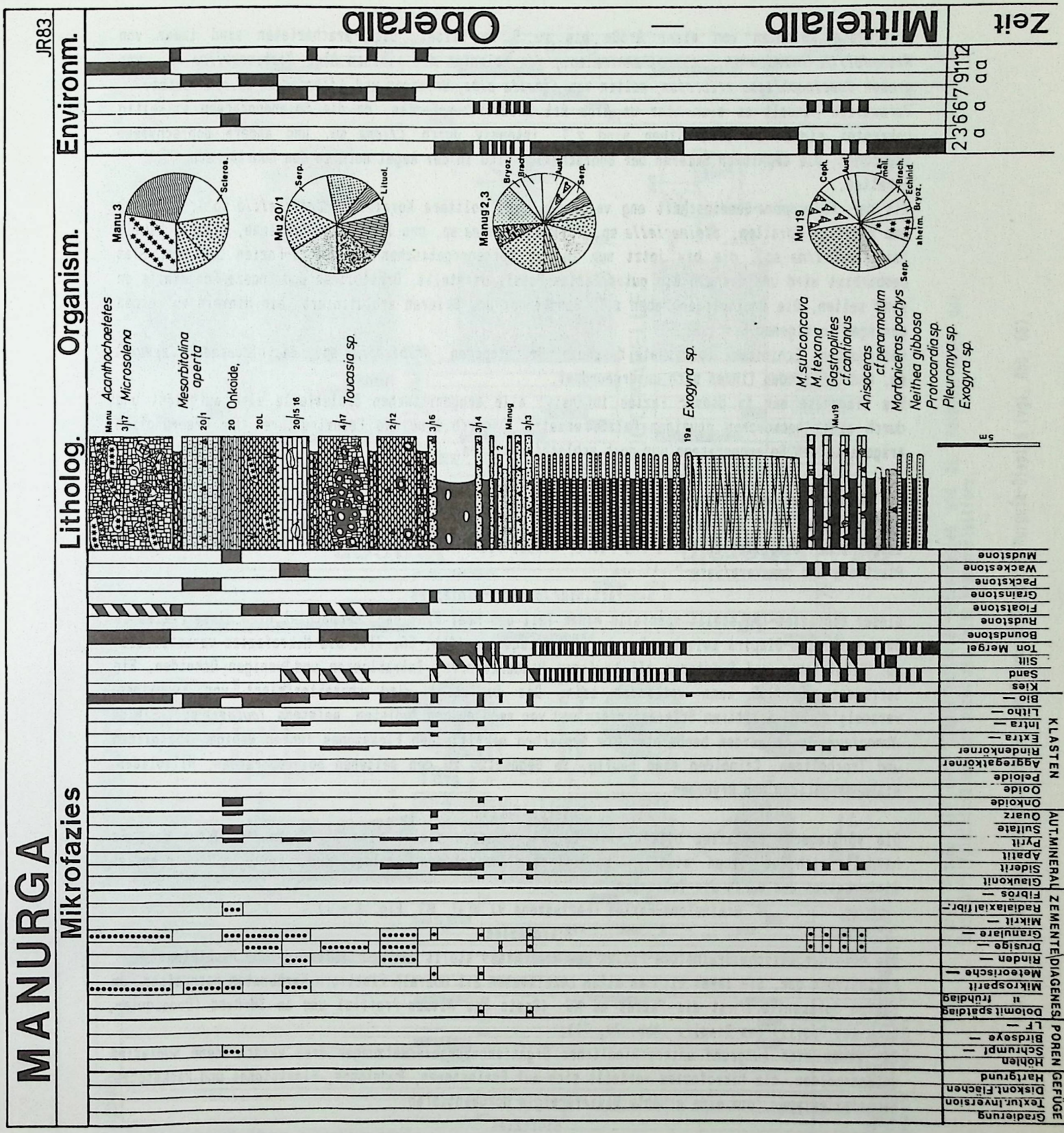



Abb. 69 Profil Manurga mit gut aufgeschlossenen Partien der initialen Plattform (Mu 19, Mu 19a, Manug 3/13, 3/14, 3/2, 3/16).

artikulate Kolonien von einer GröBe bis zu 5 cm bildet. Die Parachaeteten sind immer von *Archaeolithothamnium* sp., *Lithothamnium* sp., von Kolonien der kleinen Alge *Koskinobulina* sp., von groBen *Coscinophragma cribrosum*, selten von *Ethelia alba*, Bryozoen und *Lithocodium* sp. umkrustet. Vermutlich handelt es sich hier um eine Art Rhodolithen-Fazies, da die Solenoporaceen allseitig umkrustet sind. Die Rhodolithen sind z.T. intensiv durch *Cliona* sp. und andere Bohrschwämme angebohrt. Die amphioxen Skleren der Bohrschwämme sind in der Regel noch in den Bohrlöchern erhalten.

Mit der *Solenopora*-Gemeinschaft eng verbunden sind solitäre Korallen (*Montlivaltia* sp.), plattige und kugelige Korallen, *Steineriella* sp., *Stylothalamina* sp. und lithistide Schwämme. Relativ häufig ist *Trocholina* sp., die bis jetzt nur in den hochenergetischen Grainstone-Fazien des Reef Flat beobachtet wird und deshalb ein gutes Fazies-Fossil darstellt. Orbitolinen und andere Foraminiferen sind selten. Die Orbitolinen haben z.T. Sandkörner und Skleren agglutiniert, ein Hinweis auf einen geringen terrigenen EinfluB.

Gastropoden, Echiniden, epibyssate Muscheln, Brachiopoden, *Arabicodium* sp., Dasycladaceen, *Cayeuxia* sp. und Ostrakoden finden sich untergeordnet.

Die Diagenese war in dieser Fazies intensiv; alle aragonitischen Skeletteile sind aufgelöst und durch einen neomorphen drusigen Kalzit ersetzt. Dadurch sind die Feinstrukturen der ursprünglich aragonitischen Solenoporaceen nur noch schlecht erhalten.

Interpretation

Die *Solenopora*/Rhodolithen-Biofazies stellt zusammen mit den übrigen Gerüstbildnern einen Faziestyp des Reef Flat dar. Ein vergleichbarer Faziestyp mit häufigen Solenoporaceen, allerdings mit einer abweichenden assoziierten Fauna und Flora, findet sich in der *Caprina*-Biofazies der Albeniz-Eguino-Plattform und der Vera/Sare-Plattform.

Scleractinia/*Toucasia*-Biofazies

Dieser Biofazies-Typ stellt ebenfalls einen Teil des Reef Flat dar. Beobachtet wird diese Fazies im SW des Murguía-Diapirs zwischen Domaiquia und Luquiano (Abb. 66, 71). Die Mikrofazies verteilt sich auf Floatstones und Rudstones mit häufigen Rindenkörnern, Intraklasten und wenigen Onkoiden. Ein terrigener EinfluB kann vorhanden sein. Die Biofazies wird charakterisiert von kugeligen, verzweigten und solitären Scleractiniern und von requieniden Rudisten, meistens *Toucasia* sp.. Einige *Monopleura*-Reste werden beobachtet.Die typischen mikritischen Floastones führen wenige Orbitolinen und Trocholinen. Crinoiden sind häufig, im Gegnsatzt zu den seltenen Solenoporaceen, Milioliden, Ataxophragmiiden und Bryozoen.

Interpretation

Die vorliegende Biofazies bildet kein Gerüst, sondern stellt eine Bafflestone-Struktur dar. Es handelt sich um einen stabilen mikritischen Weichboden, belegt durch eine z.T. intensive Bioturbation und durch die Toucasien.

Grainstone-Fazies (Fazieszone 9) (Taf. 33, Fig. 5 - 1)

Mikrofazies

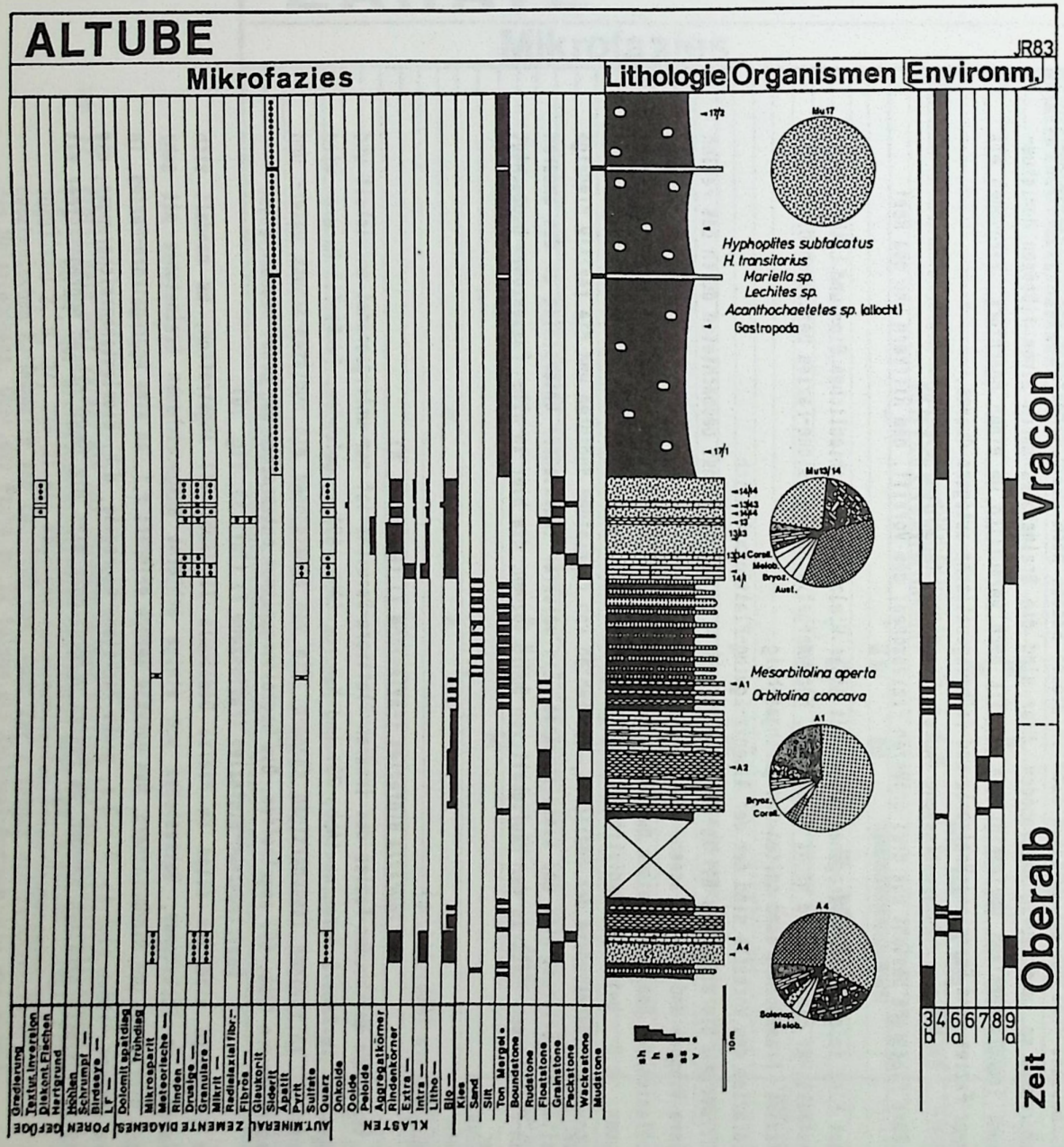
Die hochenergetische Grainstone-Fazies des Reef Flats stellt den Hauptanteil der beobachteten Faziestypen dar. Sie lässt sich an allen Lokalitäten mit Oberalb-Plattform-Karbonaten nachweisen. Am besten dokumentiert ist die Fazies am NW- (Basis des Altube-Profils) und am SW-Rand (Domaiquia-, Luquiano-Profil) des Diapirs (Abb. 70, 71).

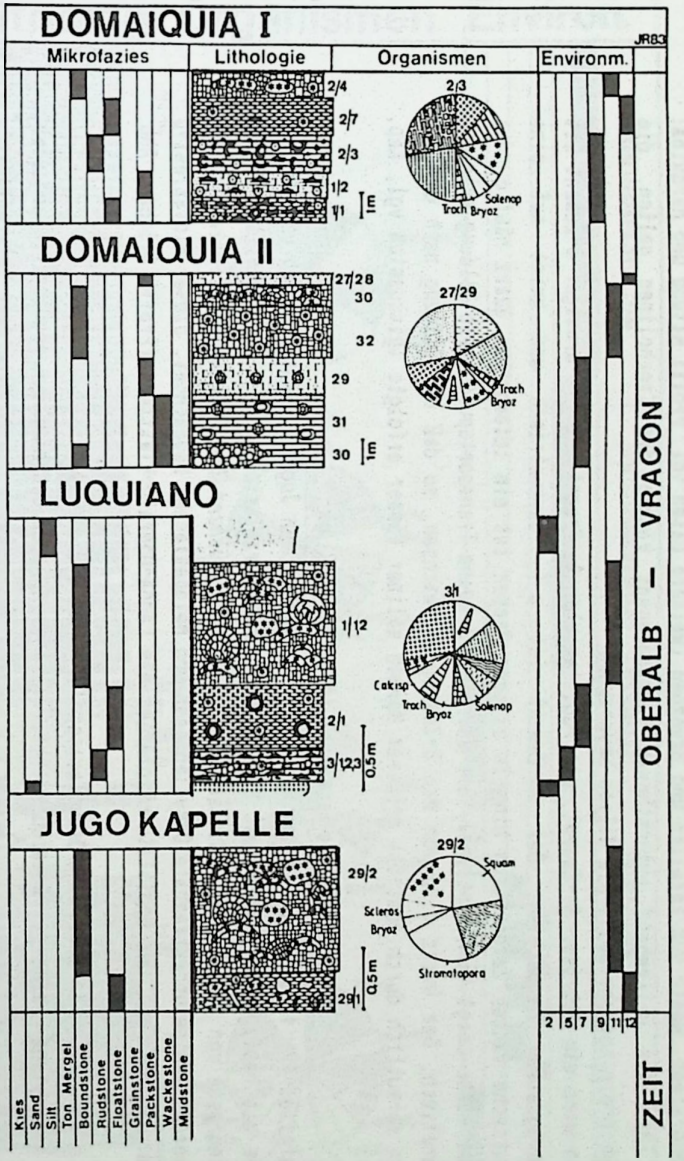
Es lassen sich aufgrund unterschiedlicher Organismenzusammensetzungen drei verschiedene Subfazien unterscheiden. die Mikrofazies verteilt sich auf Grainstones, Rudstones, Floatstones und Packstones; Mikrofaziestypen, die eine erhöhte Wasserenergie dokumentieren.

Biofazies

*Mesorbitolina*/Crinoida/Flora Vimport-Biofazies

Dieser Faziestyp ist auf den NW-Rand des Diapirs beschränkt und nur im Profil Altube und Marquina (Abb. 73) aufgeschlossen. Am Altube-PaB verzahnt sich die Plattform-Fazies mit den tonigen Sedimenten der Vortiefe. Im einzelnen werden hier häufig Grainstones und Packstones beobachtet, die reich sind an Schalenresten von requieniden Rudisten, Crinoiden, Mesorbitolinen (*M. aperta, Orbitolina* gr. *concava*), *Trocholina* sp., und *Hensonina lenticularis*. Weniger häufig sind artikulate Rotalgen mit *Paraphyllum amphiroaformis, P. primaevum*, krustose Rotalgen wie *Archaeolithothamnium*






Abb, 70 Profil Altube mit der "Diapir-Vortiefe"-Beckenfazies und der Karbonatfazies der Oberalb-Riffplattform und der nicht rezifalen Vracon-Plattform,

Abb, 71 Profile des karbonatischen Alb am S- und SE-Rand des Murguía-Diapirs (vgl, Abb, 66),

sp., Solenoporaceen, Reste von Korallen und Bryozoen (weitere Daten vgl. Profil Altube und Marquina; Abb. 70, 73). Als weitgehend autochthones Faunenelement können die Trocholinen gelten, die offensichtlich ein hochenergetisches Milieu bevorzugen.

An Zementen wird ein fibröser $A_1$-Zement, ein radialaxialer $A_2$-Zement und ein drusiger B-Zement mit Bitumen-Imprägnation beobachtet. Der $A_2$-Zement ist z.T. asymmetrisch und weist auf eine frühdiagenetische vadose Zementation hin. In einigen Proben ist ein idiomorpher Quarz häufig, der Sulfat-Einschlüsse zeigt (EDAX-Analyse). Der Quarz zeigt keine Transportspuren. Die Bildung erfolgte also epigenetisch. Der Quarz wird von dem B-Zement überwachsen, so daß die Bildung nach der $A_2$-Zementation vermutlich durch Austritt größerer Mengen saliner Wässer erfolgte (Diskussion vgl. Kap. 14.1.)

*Radiolites*-Biofazies (Abb. 68, 74a, b)

Dieser Biofazies-Typ findet sich in der Umgebung des Profils von Jugo. Es handelt sich um gebankte Grainstones mit häufigen Bioklasten mit Mikritrinden und Intraklasten. Neben den Radioliten finden sich Schalenreste von requieniden Rudisten, Crinoiden, *Acanthochaetetes ramulosus* und Pharetroniden. An Algen werden wenige unbestimmbare Dasycladaceen und Melobesiaceen beobachtet. Dieser Biofaziestyp ist gut vergleichbar mit der Radioliten-Biofazies der Landa-Oberalb-Plattform (Profil Arlaban; Abb. 52).

Scleractinia/Dasycladaceae/*Trocholina*-Biofazies

In dieser Grainstone-Fazies bei Domaiquia (Abb. 71) treten neben den häufigen requieniden Rudisten, Crinoiden, *Mesorbitolina aperta, Orbitolina* gr. *concava* noch relativ häufig dendroide Scleractinien, Dasycladaceen der Art *Trinocladus tripolitanus* und *Trocholina* sp. sowie einige Solenoporaceen auf.

Bei Luquiano (Abb. 68, 71) finden sich in dieser Fazies noch *Acanthochaetetes* sp., Pharetroniden, *Arabicodium* sp. und häufig Gastropoden. Hier sind die Grainstones durch einen fibrösen Meniskus-Zement frühdiagenetisch verfestigt. Es handelt sich vermutlich um einen Beachrock. Verbunden mit dieser Fazies sind Emersions-Horizonte und frühdiagenetische autigene Quarze.

Zusammenfassung (äußere Plattform) (Abb. 74a, b)

Die äußere Plattform besteht aus drei größeren Fazieszonen; dem Vorriff, dem Riffkern und dem Reef Flat.

Das Reef Flat zeigt einen heterogenen Aufbau mit einer Vielzahl unterschiedlicher Bio- und Lithofazies. Ein restriktiver Einfluß wird nicht beobachtet. Hochenergetische Grainstone-Fazies bestimmen die Lithofazies. Framestones sind selten und geringmächtig.

Die Biofazies des Vorriffs sind der der Albéniz-Eguino-Plattform ähnlich.

Die *Microsolena*-Biofazies des Riffkerns unterscheidet sich von den sonst beobachteten durch das Fehlen der Flora Vimport und der Codiaceen.

Die Biofazies des Reef Flat zeigen nur in wenigen Gruppen eine übereinstimmung mit den übrigen Oberalb-Vorkommen, z.B. bei den Radioliten. Auffällig ist das Defizit an artikulaten Rotalgen und Chlorophyceen, insbesondere der Codiaceen, das Fehlen von capriniden Rudisten und die realtiv niedrige Diversität der Scleractinier und Kieselschwämme. Ein weiterer bedeutender Unterschied zu den anderen Oberalb-Plattformen liegt in der Häufigkeit von Sphinctozoen, die hier in allen Fazieszonen beobachtet werden.

3. Innere Plattform (Abb. 74a, b)

*Toucasia* Biofazies (Fazieszone 7) (Abb. 74a, b)

Diese typischen Weichboden-Fazies des inneren Plattform-Bereichs ist nur untergeordnet entwickelt und und wird nur im Profil Marquina (Abb. 73) und Manurga (Abb. 69) vorgefunden. Im Profil Manurga wird diese Fazies in kleinen linsenartigen Körpern, die von Floatstones mit Rudisten-Schutt unter- und überlagert werden (Abb. 69) angetroffen. Die Begleitorganismen entsprechen den sonst beobachteten.

Dasycladaceen-Biofazies (Fazieszone 7) (Taf. 33, Fig. 10)

Dieser Faziestyp wird vor allem im Profil Domaiquia II (Abb. 71) angetroffen. Es handelt sich mikrofaziell um Packstones, Wackestones und einige schlecht ausgewaschenen Grainstones mit sehr häufigen Bioklasten und Rindenkörnern. Das gesamte Gefüge erinnert z.T. an eine Aggregatkorn-Fazies. In den Grainstones finden sich ca. 1 - 2 c, große Packstone-Aggregate, d.h. Bioklastenanreicherungen, die von Mikrit zusammen gehalten werden. Am besten vergleichbar sind die beobachteten Aggregatkörner mit

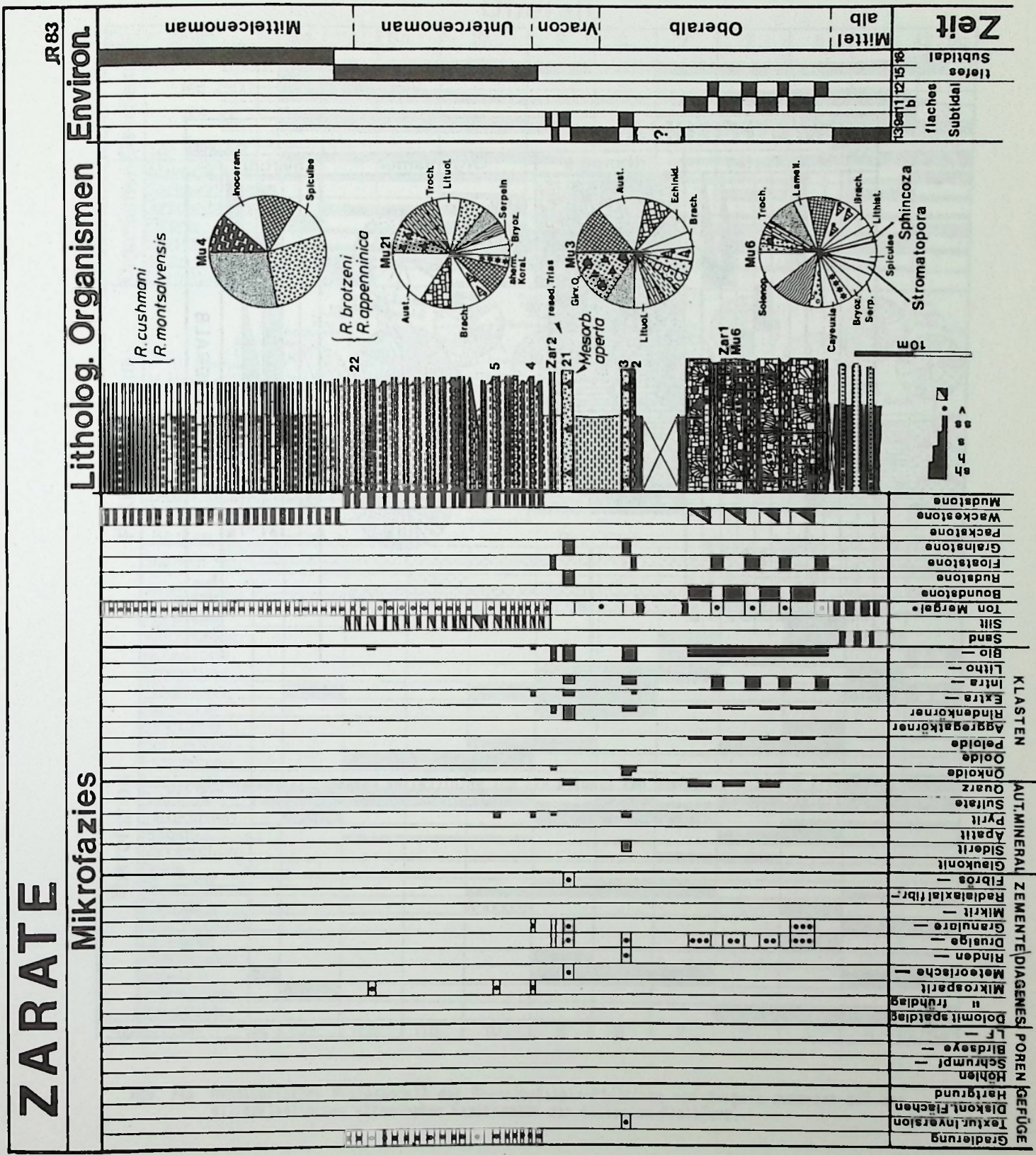



Abb. 72 Profil beim Dorf Zarate mit der *Solenopora*-Reef Flat-Fazies der Oberalb-Riffplattform (Zar1, Mu 6), der Grainstone-Schüttungen des Vracon über dem "Grenzton" (vgl. Profil Jugo) (Mu 2, 3, 21, Zar 2) mit häufigen resedimentierten Trias-Komponenten und einer geochemischen Na-Anomalie von ca. 1600 ppm, über Zar 2 folgen die Karbonat-Turbidite des Untercenomans, über der Probe Mu 22 folgen die Karbonat-Mudturbidite des Mittel-Obercenoman ("Flysch à boules").

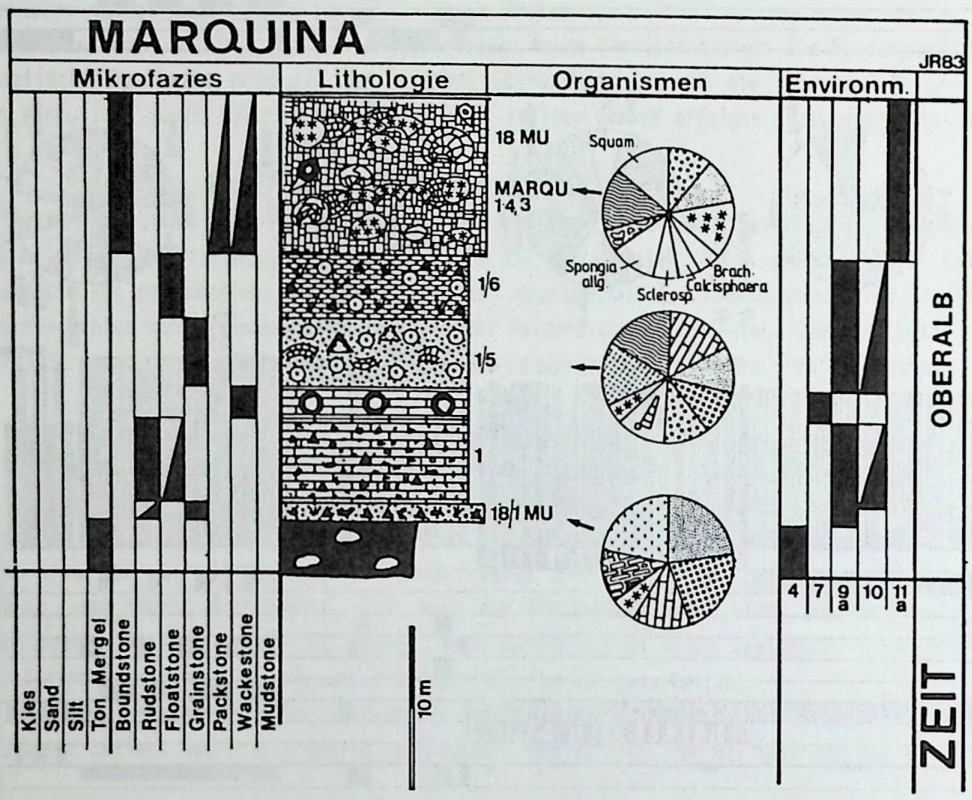



Abb. 73 Profil Marquina am N-Rand des Diapirs mit gut entwickelter Karbonatfazies der Oberalb-Riffplattform

# Murguia Diapir-Plattform
## Oberalb

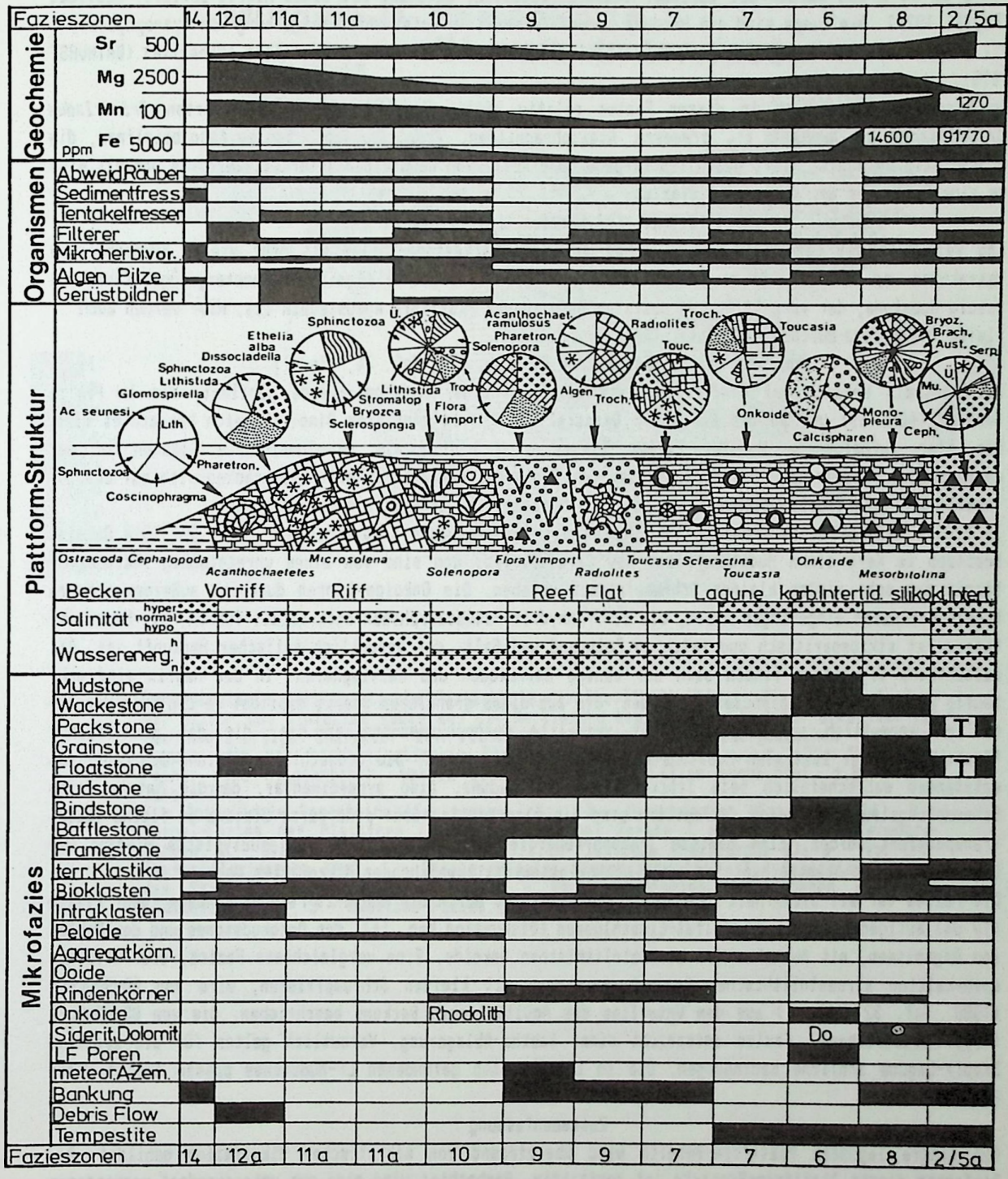



Abb. 74a Hypothetisches Faziesmodell der Oberalb-Diapir-Plattform von Murguía zusammen mit den silikoklastischen strandnahen Fazieszonen der initialen Plattform.

"Lumps" (MILLIMAN 1974, BATHURST 1975). Aggregatkörner entstehen heute in sehr flachem Wasser mit einer Tiefe um 10 m und werden bei geringer Wasserzirkulation, meistens bei einem Mikrit-Defizit, gebildet (FLÜGEL 1978). Die Lumps sind ein Produkt einer Zementation meist unter Mitwirkung von Cyanophyceen. Sie stellen auf der Bahama-Bank einen Großteil des Sediments der inneren Plattform (Bahamite) (BATHURST 1975).

An Biogenen finden sich in dieser Fazies relativ häufig Dasycladaceen mit den Arten *Trinocladus tripolitanus* und *Neomeris* cf. *pfendere*, Ataxophragmiiden, *Trocholina* sp., wenige Mesorbitolinen, die Schwammskleren agglutiniert haben, Gastropoden und Reste von dendroiden Scleractiniern. Es handelt sich um eine Subfazies der *Toucasia*-Biofazies.

Ostracoda-Biofazies (Fazieszone 7)

Eng verbunden mit der Aggregatkorn-Fazies ist eine Wackestone-Fazies mit sehr vielen dünnschaligen Ostrakoden und Calcisphären sowie großen Lithoklasten mit einem LF (laminares Fenstergefüge)-führenden Peloid-Mudstone, der vermutlich im innersten Bereich der Plattform anzusiedeln ist. Hier werden auch kleine *Monopleura*-Büschel beobachtet (Abb. 74b).

Mudstone-Fazies (Fazieszone 6) (Abb. 74a; Taf. 34, Fig. 1)

Der zentrale Bereich der Diapir-Plattform wird von einer Mudstone-Fazies gebildet, die in Profil Manurga (Abb. 69) und an der Basis der Carascal-Scholle im zentralen Diapir-Bereich beobachtet wird. Die hier aufgefundene Mudstone-Fazies findet sich häufig als resedimentierte Klasten in den angrenzenden Fazieszonen. Die Vorkommen an der Basis der Carascal-Scholle beschränken sich auf absolut fossilfreie intertidale Dolomudstones mit schichtparallelen Schrumpfrissen (Loferite).

Im Profil Manurga tritt eine Mudstone-Fazies mit onkoidartigen Strukturen auf (Abb. 69). Die Onkoide besitzen im Kern einen Mudstone-Klast des Carascal-Typs und sind von einem unregelmäßig laminierten Mikrit mit sehr vielen kleinen Schrumpfrissen umgeben. Die Onkoide können durchaus außerdem mehrere Mudstone-Klasten eingefangen haben, die z.T. Anhydrit-Pseudomorphosen nach Kalzit führen. Die Mudstone-Matrix ist mikrosparitisch und reich an Feinsand und Silt, der vermutlich äolischer Herkunft ist. Als autochthone Organismen finden sich nur wenige Ostrakoden und Calcisphären. In der Matrix sind sehr häufig Anhydrit-Pseudomorphosen vorhanden, die aus einem granularen Sparit gebildet werden. Die Onkoide stellen vermutlich ursprünglich nicht verkalkte Cyanophyceen-Knollen dar, die die mikritischen Plastiklasten der zentralen Mudstone-Fazies eingefangen haben. Die beobachteten kleinen Schrumpfrisse entstanden wahrscheinlich beim Trockenfallen der Lagune, also synsedimentär, da die Matrix keine Schrumpfungstrukturen zeigt. Vermutlich sind die Algenknollen über eine kurze Distanz in flache Tümpel transportiert worden. Eine gewisse Transportenergie wird durch einige faziesuntypische Biogene wie Brachiopoden und Acanthochaeteten sowie Lithoklasten mit abweichender Mikrofazies dokumentiert.

Die Fazies war mit Sicherheit hypersalin, dokumentiert durch die Anhydrit-Pseudomorphosen, sehr kleine (10 um) autigenen Quarze mit Sulfat-Einschlüssen (Diskussion Kap. 14), den Dolomudstones und dem Fehlen von Organismen, mit Ausnahme der stromatolithischen Onkoide. Eine vergleichbare Fazies, ebenfalls mit unverkalkten stromatolithischen Cyanophyceen-Lagen mit kleinen Schrumpfrissen, wird von BOUROULLEC (1980, Taf. 32, Abb. 1) aus dem Unterlias des Aquitanischen Beckens beschrieben, die von BOUROULLEC (1980) beschriebene Fazies entspricht einer Sabkha-Ablagerung. Vermutlich gelten für die zentrale Diapir-Lagune ähnliche Bedingungen. Die in Lithoklasten gefundenen LF-Mudstones passen gut in diese Fazies.

Zusammenfassung

Der innere lagunäre Plattform-Bereich wird überwiegend von mikritischen Mikrofazies gebildet. Die Biofazies dieses Plattform-Bereichs ist restriktiv. Beobachtet wird eine nur untergeordnet vorhandenen *Toucasia*-Biofazies, eine Lump-Fazies mit Dasycladaceen und eine Cyanophyceen/Onkoid-Fazies der innersten hypersalinen Lagune.

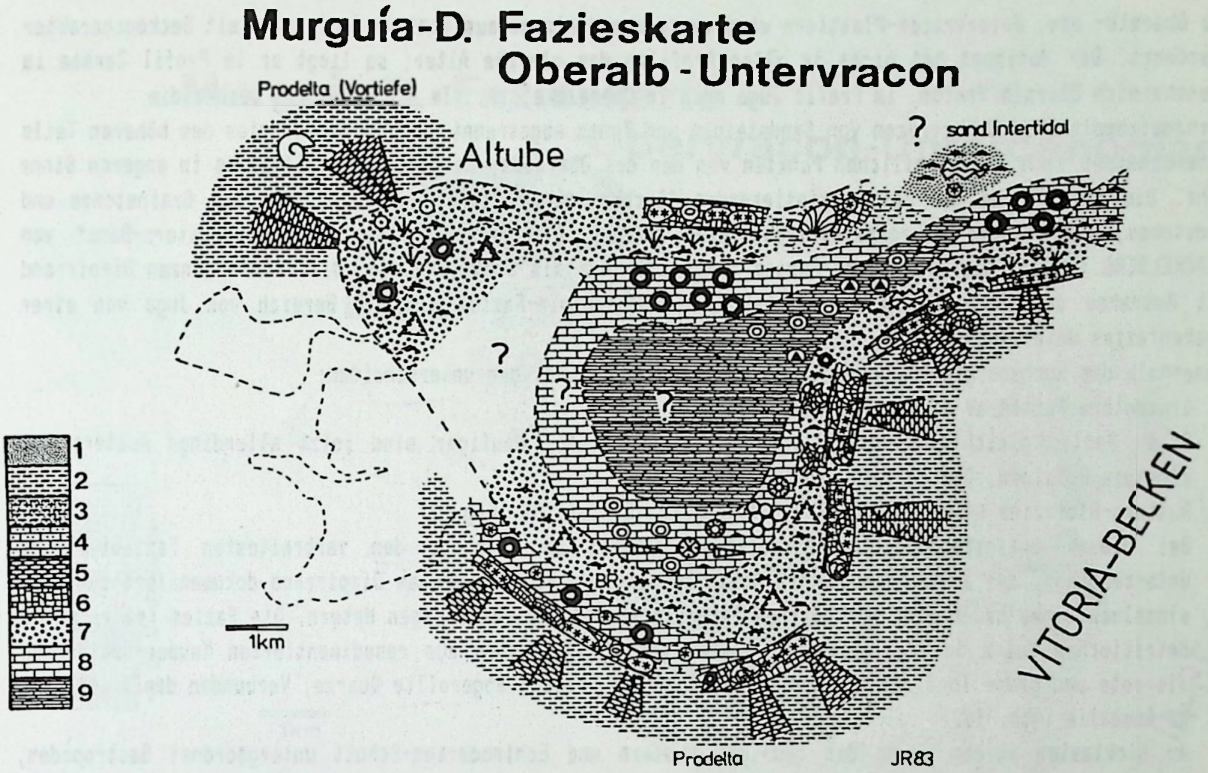



Abb. 74b Rekonstruierte palinspastische Fazieskarte der Oberalb-Plattform, die aus der Analyse der Mikro- und Biofazies sowie aus der Kartierung ermittelt wurde. Klar erkennbar ist der Atoll-artige Charakter der Plattform mit einer niederenergetischen Mudstone-Lagune, die von hochenergetischen Plattform-Sanden umgrenzt wird. (Die "Vorriff"-Fächer sind hypothetisch, werden aber in einzelnen Fällen beobachtet, z.B. Profil Zarate II).
1 - Intertidale Sandsteine (Fazieszone 2/5a), 2 - Beckenfazies (Fazieszone 14), 3 - Mergel-Fazies der Plattform (Fazieszone 13) bei Zarate I zwischen den *Solenopora*-Bänken, 4 - Orbitolinen-Fazies der initialen Plattform (Fazieszone 8), 5 - Vorriff-Fazies (Fazieszone 12a), 6 - Riffkern-Fazies (Fazieszone 11a), 7 - Grainstone-Fazies des Reef Flat (Fazieszone 9/10), 8 - Wackestone-Fazies der inneren Plattform (Fazieszone 7/6), 9 - Mudstone-Fazies (Fazieszone 6/7)

11.9.1.2. Vracon/Untercenoman-Plattform (Abb. 75)

Die Oberalb- bzw. Untervracon-Plattform wird von einem Horizont aus tonigen Sedimenten mit Beckencharakter überdeckt. Der Horizont hat nicht in allen Profilen das gleiche Alter; so liegt er im Profil Zarate im Grenzbereich Oberalb/Vracon, im Profil Jugo noch im Oberalb s.str., Im Profil Altube werden die Karbonatkomplexe im Untervracon von Sandsteinen und Tonen abgetrennt. Die Karbonatfazies des höheren Teils unterscheidet sich in wesentlichen Punkten von der des Oberalbs. Es gibt keine Riffazies in engerem Sinne mehr. Die Mikrofazies der jetzt existierenden flachmarinen Plattform verteilt sich auf Grainstones und Rudstones. Mikritische Mikrofazies-Typen sind selten. Die Fazies entspricht der "Austern-Bank" von STACKELBERG (1967). Die Grainstone-Fazies liegt z.T. nur als Schüttung vor, die um den ganzen Diapirrand mit Ausnahme des NW-Teils zu finden ist. Die Hochenergie-Fazies wird im Bereich von Jugo von einer Beckenfazies unterbrochen.

Innerhalb der Hochenergie-Fazies lassen sich folgende Faziestypen unterscheiden:

1. Grainstone-Fazies am Altube-Paß (Abb. 69)
   Diese Fazies gleicht im wesentlichen der des Oberalb. Häufiger sind jetzt allerdings Austern und krustose Rotalgen. Orbitolinen sind selten.
2. Austern-Biofazies (Abb. 72, 75; Taf. 34, Fig. 4, 5; Taf. 35, Fig. 2)
   Bei dieser Grainstone-Rudstone-Mikrofazies handelt es sich um den verbreitesten Faziestyp des Untercenomans, der allerdings nur in Grainflow-artigen Schüttungen am Diapirrand dokumentiert ist, die einzelnen Bänke haben eine nur geringe laterale Ausdehnung von wenigen Metern. Die Fazies ist reich an detritischem Quarz und Hellglimmern. Häufig sind Extraklasten aus resedimentierten Keuper-Sedimenten wie rote und grüne Tone, Ophite und idiomorphe rote, leicht abgerollte Quarze. Verbunden damit ist eine Na-Anomalie (Abb. 102).
   An Bioklasten werden neben den häufigen Austern und Echinodermen-Schutt untergeordnet Gastropoden, Bryozoen, Serpeln, Inoceramen-Prismen, einige solitäre Korallen (*Conismilotrochus* sp.), *Reophax* sp., *Tritaxia* sp., *Lenticulina* sp. und *Orbitolina* gr. *conica* beobachtet (Abb. 72, Probe Mu 21, Zar 2). Die Bioklasten zeigen alle Mikritrinden. Einzelne tangential aufgebaute Ooide kommen vor.
   Die Komponeten sind zementiert durch einen fibrösen Meniskus-A-Zement und einen drusigen bis granularen, spätdiagenetischen B-Zement.
3. Dasycladaceae/Austern-Biofazies (Taf. 34, Fig. 6, 7, 8)
   Neben der algenlosen Austern-Biofazies findet sich noch eine Grainstone-Fazies mit häufigen Dasycladaceen wie *Neomeris cretacea, N. pfendere, Dissocladella* sp., und *Acicularia* sp., gemeinsam mit großen *Reophax gigantea*, Milioliden, *Orbitolina concava*, *Lenticulina* sp., *Trocholina* sp., Gastropoden und kleinen hornförmigen Korallen.
   Beobachtet werden wieder tangentiale Ooide. Ein Teil der Ooide besteht aufgrund eines großen Quarzkerns aus Einfach-Ooiden. In dieser Fazies werden ebenfalls vadose A-Zemente beobachtet, meistens Meniskus-Zemente und mikrostalaktitische Dripstone-Zemente.
4. *Orbitolina*/Onkoid-Biofazies (Taf. 35, Fig. 1, 3)
   Die Mikrofazies verteilt sich hier auf Floatstones, Grainstones und Rudstones. Die Bänke sind metasomatisch mit Siderit imprägniert. Bioklasten und Intraklasten sind häufig, ebenso Onkoide und subangularer Quarzsand.
   Die Fauna besteht überwiegend aus *Orbitolina* gr. *conica* und *O.* gr. *concava*, die oft von *Girvanella*-Algen umkrustet sind, einige wenige sind von der Rotalge *Marinella lugeoni* umwachsen. Ebenfalls häufig sind unbestimmbare Dasycladaceen und Echinodermen. Die Alge *Cayeuxia* sp. ist selten. Die Orbitolinen haben z.T. Schwerminerale agglutiniert, ein Phänomen, das bis jetzt nur in Tidal- und Delta-Rinnen beobachtet wird. Die großen scheibenförmigen *Orbitolina* gr. *concava* sind meist zerbrochen (Abb. 72, Probe Mu 3/2).
   Die beobachteten Intraklasten bestehen aus einem Ostrakoden-führenden Mudstone, ein Hinweis auf Stillwasser-Bereiche im zentralen Diapir. Hinweise auf eine meteorische Frühdiagenese findet sich in dieser Fazies nicht.

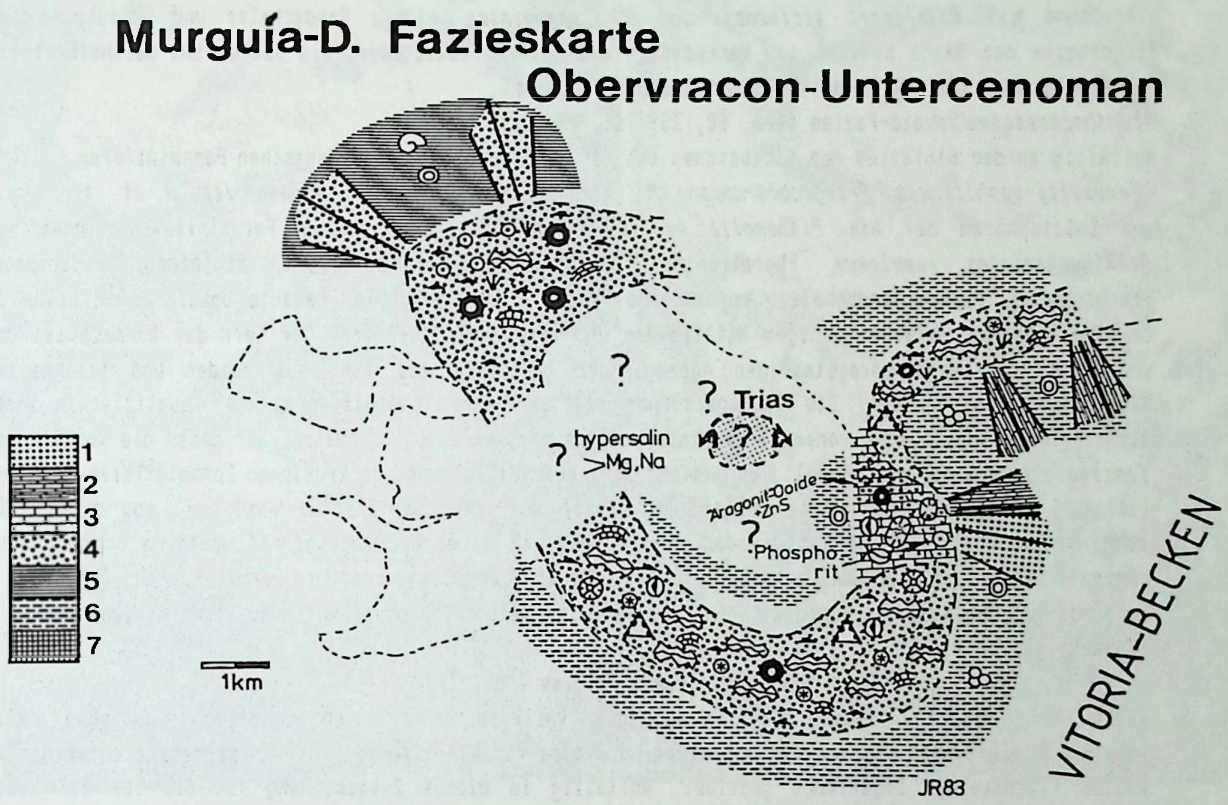



Abb. 75 Rekonstruierte stark hypothetische Fazieskarte der Diapir-Plattform des Vracon/Untercenoman ohne Riff-Charakter. Die Plattform hatte vermutlich wieder eine ringförmige Struktur, die durch das Einbrechen des Diapirdaches in dieser Zeit erzeugt wurde, dokumentiert durch resedimentierte Trias-Sedimente. Damit verbunden ist eine extreme hypersaline Lagune mit entsprechenden Salinitäts-Anomalien. Im Bereich von Jugo befindet sich eine Rinne, in der Lagunen-Material ins Becken transportiert wurde (vgl. Profil Jugo, Abb. 68). Die Karbonatfazies besteht fast ausschließlich nur aus Grainstones. Als Intraklasten finden sich auch niederenergetische Mikritfazies-Typen (Mud-Wackestones).
An den Slope-Bereichen des Diapirs findet sich jetzt häufig eine *Pithonella*-Biofazies zusammen mit Phosphoriten. Im Bereich der Grainstone-Fazies am Altube-Paß sind Crinoiden häufig (Abb. 70).
1 - Silikoklastische Turbidite, 2 - Karbonat-Turbidite, 3 - Diapir-Slope-Fazies aus Wackestones und Packstones, 4 - Grainstone-Fazies des Plattform-Rands (Fazieszone 9), 5 - Vortiefe-Becken von Altube, 6 - Zentrale hypersaline Lagunen-Fazies (Fazieszone 7/6), 7 - vermutlich auslaufende Trias-Sedimente

5. Becken-Fazies (Abb. 68, 75; Taf. 35, Fig. 6)
In Bereich des Profils Jugo (Abb. 68) wird die Grainstone-Fazies im Vracon von einer Beckenfazies mit einer Wechselfolge von Kalken und Mergeln unterbrochen. In den Mergeln findet sich eine spärliche Mikrofauna mit *Rotalipora ticinensis* und *R. appenninica*, einige Sandschaler und Ostrakoden, die Mikrofazies der Bänke besteht aus Wackestones und selten Floatstones. Die Bänke sind durchschnittlich 10 - 20 cm dick und mit Siderit metasomatisch imprägniert.

6. *Acanthochaetetes*/Onkoid-Fazies (Abb. 68, 75; Taf. 35, Fig. 4, 5)
Auffällig an der Biofazies der Wackestones ist der hohe Anteil an planktonischen Foraminiferen (*Favusella washitensis, Praeglobotruncana* cf. *stephani, Rotalipora* cf. *appenninica, R.* cf. *ticinensis)* und Calcisphären der Art *Pithonella ovalis*. Neben den planktonischen Foraminiferen findet sich *Acanthochaetetes ramulosus*, Pharetroniden, Ammoniten-Nuklei, Crinoiden, Echiniden, Gastropoden, Brachiopoden, kleine Sandschaler, zerbrochene Orbitolinen und komplex gebaute Onkoide. Die Größe der Onkoide schwankt zwischen wenigen Millimetern und einigen Zentimetern. Der Kern der Onkoide ist groß und wird von einem unregelmäßigen Aggregatkorn gebildet, das sich aus Ooiden und flachmarinen Bioklasten zusammensetzt. Die Aggregatkörner besitzen einen dolomitischen oder apatitischen Zment. Diese Aggregatkörner sind von nicht verkalkten Cyanophyceen-Lagen umkrustet, auf denen die Foraminifere *Coscinophragma cribrosum* siedelt. Es besteht eine Wechsellagerung von krustosen Foraminiferen und Algen (Taf. 35, Fig. 4). Die letzte Schicht der immer vollständigen Onkoide wird z.T. von sehr großen *Coscinophragma* sp. umkrustet. Entweder handelt es sich um eine autochthone Einbettung oder um einen kurzen Transport in einem Kalkschlamm-Turbidit, der eine Abrollung oder ein Zerbrechen der Onkoide verhinderte. Aufgrund der Aggregatkorn-Kerne ist ein Transport aus einem flachmarinen Milieu wahrscheinlich.

Diagenese-Problem (Abb. 76)

Neben den Onkoiden finden sich Ooide, die vollkommen zu einen drusigen neomorphen Kalzit rekristallisiert sind. Einige wenige zeigen noch eine radiale Struktur. Die Kerne der Ooide werden von Resten flachmariner Organismen gebildet. Auffällig in diesem Zusammenhang ist die für die Kreide ungewöhnliche Diagenese. Normale kretazische Ooide zeigen einen tangentialen Aufbau und nur wenige diagenetische Merkmale, abgesehen von einer Mikritisierung, die allerdings die Feinstruktur der Ooide nur wenig verändert hat. Die aragonitischen Kerne der Ooide sind ausnahmslos in den gleichen neomorphen Sparit wie die Schalen der Ooide umgewandelt; die kalzitischen Kerne sind weitgehend unverändert. Die Ooide zeigen also eine Diagenese, wie sie heute verläuft. Dieses Phänomen hat SANDBERG (1975, 1983) dazu veranlasst, anzunehmen, daß die meisten mesozoischen und paläozoischen Ooide primär kalzititsch waren.

Nach LIPPMANN (1973) hängt die Bildung von anorganischem Aragonit und Kalzit mit den Mg/Ca-Verhältnissen im Meerwasser zusammen. Beträgt das Mg/Ca-Verhältnis 5:1, so wird die Bildung von Aragonit bevorzugt; beträgt das Verhältnis 2:1, so wird bevorzugt Kalzit gebildet. Die Bildung von Kalzit-Ooiden und Aragonit-Ooiden verläuft während der Erdgeschichte kongruent mit den unterschiedlichen Großklimaten verbunden mit plattentektonischen Ereignissen, die den Partialdruck des $CO_2$ erhöhen oder erniedrigen. In Zeiten mit ausgeprägten Eiskappen an den Polen finden sich Aragonit-Ooide (Mg:Ca = 5:1), in Zeiten ohne Eiskappen Kalzit-Ooide (Mg:Ca = 2:1) (SANDBERG 1983, FISCHER 1983). In der Kreidezeit herrscht generell weltweit ein warmes Klima, in dem bevorzugt Kalzit-Ooide gebildet wurden (vgl. Kap. 14.2, Abb. 114).

Die hier vorliegenden Ooide waren jedoch aufgrund ihrer Diagenese-Geschichte mit Sicherheit aragonitisch (EDAX-REM-Analyse; Abb. 76). Die dafür notwendige Erhöhung des Mg-Gehalts auf das erforderliche Verhältnis erhält man durch Kollabieren des Diapirdachs und dem damit verbundenen Austreten von umfangreichen Salzmengen. Neben dem NaCl (Na-Anomalie der Austern-Biofazies) muß vor allem mit K/Mg-Chloriden gerechnet werden, die den erforderlichen Mg-überschuß erzeugen konnten. Die bei einigen Ooiden beobachtete radiale Struktur erinnert an die Struktur der aragonitischen Great Salt Lake-Ooide, die sich in einem extrem übersalzenen Gewässer bilden (SANDBERG 1975).

Es handelt sich also um einen weiteren Hinweis auf eine Beeinflußung der zentralen Diapir-Lagune durch saline Diapirwässer. Weiter gestützt wird diese Beobachtung wieder durch kleine frühdiagenetische autigene Quarze mit $CaSO_4$-Einschlüssen und der Anreicherung von Pb/Zn-Sulfiden in den neomorphen Kalziten der Ooide.

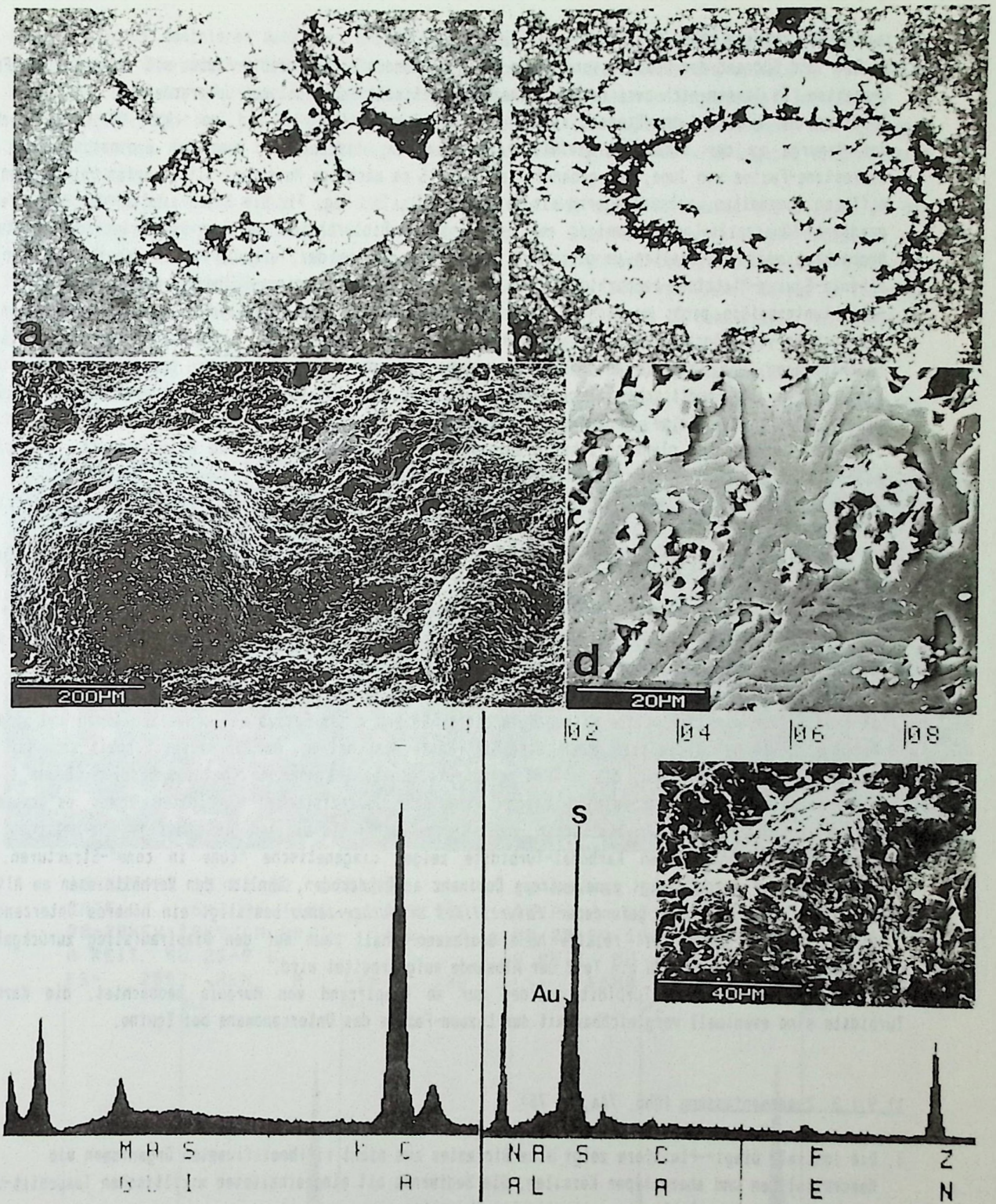



Abb. 76 Ooide aus dem Profil Jugo (Abb. 68) (Probe Mu 26/8). Die Ooide zeigen eine Diagenese, wie sie bei den ursprünglich aragonitischen pleistozänen Ooiden beobachtet wird und weichen darin von den normalerweise ursprünglich kalzitischen Ooiden der Kreide ab. Die Ooide liegen heute als neomorpher Mg-Kalzit vor (Abb. 76c, d) (EDAX-Analyse, 15 KV, 100 sec., 2892 counts/sec., Kohlenstoff-Bedampfung, REM-Nr. 07747, 07745). Es lässt sich im Dünnschliff ein Typ aus einem neomorphen Kalzit ohne erkennbare Mikrostruktur (Abb. 76a) und ein Typ mit radialer Struktur unterscheiden (Abb. 76b). Der radiale Typ spricht für eine Bildung unter hypersalinen Bedingungen (vgl. Great Salt Lake-Ooide, SANDBERG 1975).
Neben den kalzitischen neomorphen Ooiden finden sich auch Ooide, die heute aus ZnS bestehen (Abb. 76f). Der durch die Aragonit-Lösung entstandene Hohlraum ist epigenetisch mit Sphalerit verfüllt worden, ein Phänomen, daß hier auf niederthermale Diapir-Wässer zurückgeführt werden muß. Belegt wird dies durch die hohen Na-Gehalte und der ausgiebigen Pb/Zn-Lagerstätte einige 100 m östlich bei Jugo (EDAX-Analyse, 20 KV, 250 sec., 907 counts/sec., Au-Bedampfung, REM-Nr. 06310).

7. Karbonat-Turbidite (Abb. 68, 72, 75; Taf. 35, Fig. 7, 8)

Am Ost- und Südrand des Diapirs von Zarate und Jugo finden sich Turbidit-Fazies mit einem Mittle Fan-Charakter. Es lassen sich zwei verschiedenen turbiditische Sedimenttypen unterscheiden:

In Osten und Südosten des Diapirs an den Profilen Zarate (Abb. 72) und Jugo (Abb. 68) sowie oberhalb von Manurga an der Straße Zarate/Villareal de Alava, finden sich über den Grainstones bzw. der Wackestone-Fazies von Jugo, gut gebankte ca. 10 - 15 cm mächtige Mudstones mit scharfen Unterkanten und diffusen Oberseiten, wechsellagernd mit Mergeln (Taf., 35, Fig. 7). Die Bänke sind an der Basis leicht gradiert (Quarzsilt-Lagen), zeigen aber sonst außer Bioturbations-Gefügen keine Sedimentstrukturen. Beobachtet werden Q-Spalten vergleichbar mit denen, die in der Turbidit-Fazies des Vorriffs an der Albéniz-Eguino-Plattform beobachtet werden (Taf. 12, Fig. 8). Erosions-Phänomene werden an den Schichtunterseiten nicht beobachtet, in den obersten Lagen der Bänke kommt es allerdings zu einer Vermischung von allochthonen flachmarinen Organismen (z.B. Orbitolinen) mit autochthonen planktonischen Foraminiferen. Die laterale Ausdehnung der Bänke kann ca. 100 m erreichen. In einem Fall wird eine kleine Rinne mit ruditischen Komponenten beobachtet. In den Bänken werden sehr kleine Milioliden, Orbitolinen-Reste, kleine Sandschaler, dünnschalige Ostrakoden, Schwammskleren, Kalzit-Prismen von Inoceramen und einige planktonische Foraminiferen wie *Hedbergella* sp. und *Rotalipora* cf. *appenninica* beobachtet.

Die Mächtigkeiten des kleinen Karbonat-Fans schwanken zwischen ca. 5 m im Profil Jugo (Abb. 68) und 15 m im Profil Zarate (Abb. 72).

In den autochthonen Mergeln findet sich eine Mikrofauna des Untercenomans mit *Rotalipora appenninica und R. brotzeni*.

In Profil Zarate wird die typische Turbidit-Fazies von der Kalk-Mergel-Wechselfolge des Mittel- und Obercenomans ("Flysch à boules") abgelöst, von der ebenfalls angenommen wird, daß es sich um distale Karbonatschlamm-Turbidite handelt.

8. Silikoklastische Turbidite (Abb. 68, 75)

In Profil Jugo wird der kleine Karbonat-Turbidit-Fan von einer Fazies mit schwarzen Tonen und Siderit-Knollen abgelöst, in die sich dünne Sand/Silt-Bänke einschalten. Am Top dieser Einheit schalten sich quarzitische Turbidite ein, die an Sedimentstrukturen Lamination und Convolut Bedding (Bouma c - e) ohne feinklastische Zwischenlagen zeigen. Über den quarzitischen Turbiditen kommt es zu einer Wechsellagerung von silikoklastischen und karbonatischen Turbiditen mit häufigen Mergelfugen, die realativ rückstandsreichen Karbonat-Turbidite zeigen diagenetische "cone in cone"-Strukturen. Die Mikrofauna der Mergel zeigt eine extreme Dominanz an Ostrakoden, ähnlich den Verhältnissen am Altube-Paß (Abb. 70). Ein hier gefundener *Euturrilites scheuchzerianus* bestätigt ein höheres Untercenoman-Alter. Der für diese Zeit relativ hohe Quarzsand-Gehalt kann auf den Diapiraufstieg zurückgeführt werden, bei dem vermutlich ein Teil der Albsande aufgearbeitet wird.

Die hier beschriebenen Turbidite werden nur am Diapirrand von Murguía beobachtet, die Karbonat Turbidite sind eventuell vergleichbar mit der Lezaun-Fazies des Untercenomans bei Eguino.

11.9.1.3. Zusammenfassung (Abb. 74a, b, 75)

1. Die initiale Diapir-Plattform zeigt eine Biofazies aus nicht riffbeeinflussten Organismen wie Mesorbitolinen und ahermatypen Korallen. Die Sedimente mit eingeschalteten mikritischen Tempestit-Lagen zeigen einen silikoklastischen intertidalen Charakter.
2. Die initiale Plattform wird im weiteren Verlauf von Rifforganismen, verteilt auf verschiedenen Environment-Zonen, besiedelt. Diese unterscheiden sich in einigen wichtigen Details von denen einer normalen Oberalb-Karbonat-Plattform. Es lässt sich klar eine äußere und eine innere Plattform unterscheiden. Bemerkenswert ist das Zurücktreten der Algen der Flora Vimport, das Fehlen caprinider Rudisten, das seltenen Vorkommen von Radioliten, das häufige Auftreten von Sphinctozoen in der *Acanthochaetetes*-Gemeinschaft und in den Riffkern-Bereichen, die Seltenheit von Kieselschwämmen, die Etablierung einer *Solenopora*-Gemeinschaft im Reef Flat und die Häufigkeit von Ostrakoden in den Vortiefe-Becken.
3. Die Riff-Plattform wird von der nichtrezifalen Obervracon/Untercenoman-Karbonat-Plattform abgelöst. Auf

dieser Plattform dominieren Austern-, Orbitolinen-, Dasycladaceen- und Onkoid-Fazies. Es lassen sich zwei Typen von Onkoiden unterscheiden. Bei dem einen Typ werden die Onkoide aus verkalkten *Girvanella*-Algen oder von *Marinella*-Krusten gebildet ohne Mitwirkung von anderen Organismen. Der zweite Typ besteht aus nicht verkalkten Cyanophyceen-Lagen zusammen mit *Coscinophragma cribrosum*, die Aggregat-Körner umkrusten. Zusammen mit der Onkoid-Fazies des zweiten Typs werden ursprünglich aragonitische Ooide beobachtet.

Die Besonderheiten in der Litho- und Biofazies werden auf das erste Aufbrechen des Diapirs an der Vracon/Untercenoman-Grenze zurückgeführt. Das Einbrechen des Diapirs ist durch Keuper-Sedimente und geochemische Anomalien belegt. Ein ähnliches Phänomen des Einbrechens des synsedimentären zentralen Diapir-Daches eines Alb-Diapirs mit Riffen wird auch von MAURIN (1980) vom Djebel Bargou in Tunesien beschrieben. Dieser Mechanismus wird insbesondere noch für den Villasana de Mena-Diapir von Bedeutung sein.

4. Die Fazieskartierung und die Komponenten-Analyse ergibt für die Oberalb/Untercenoman-Karbonat-Plattformen einen Atoll-Charakter mit einer hypersalinen zentralen Lagune, die auf das Einbrechen des zentralen Diapir-Daches infolge der ständigen Auslaugung des Diapirsalzes zurückgeführt werden kann.

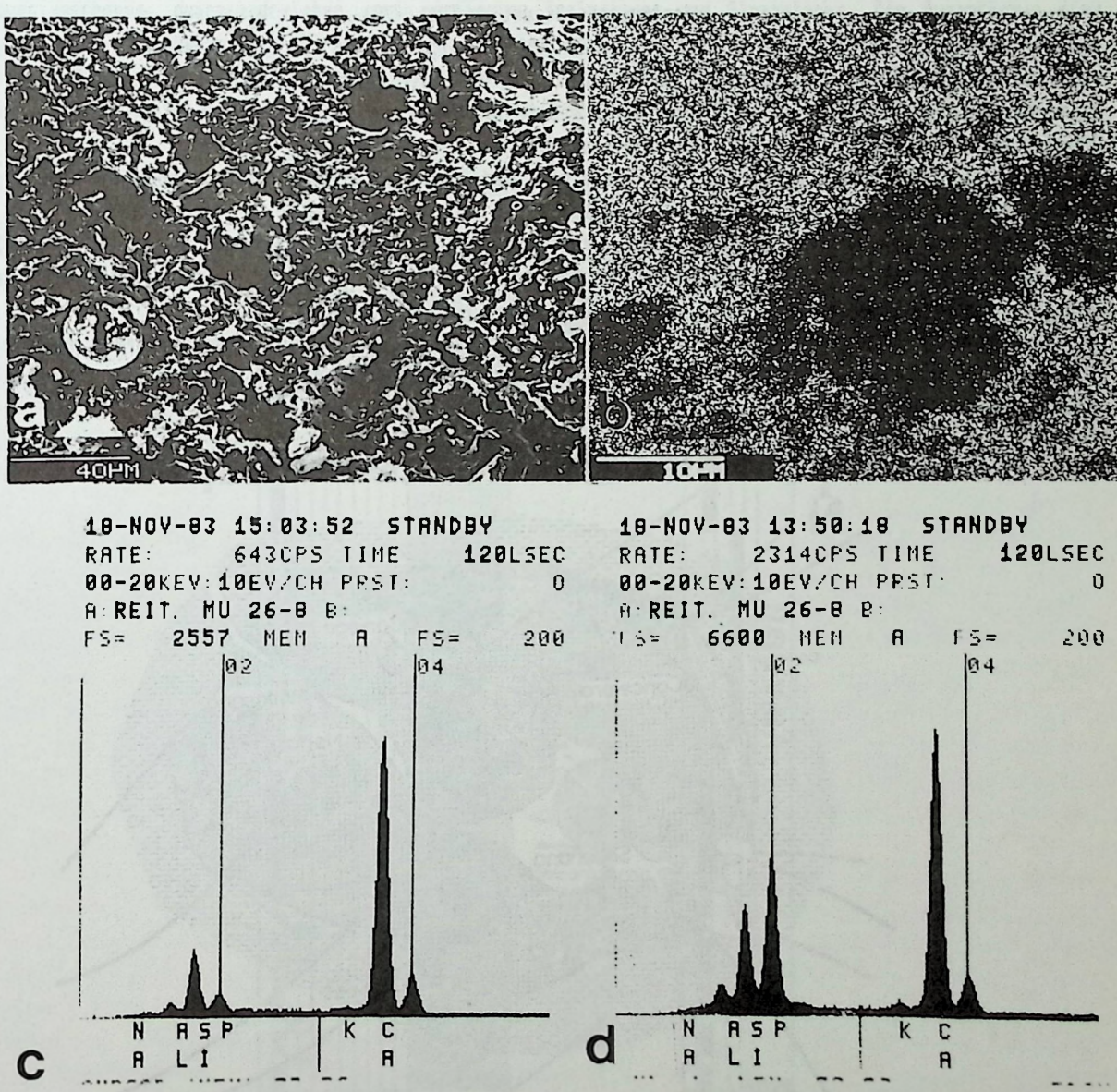



Abb. 77 Phosphorit-Vorkommen aus dem Profil Jugo, Probe Mu 26/8 (Abb. 68) in Verbindung mit der *Pithonella*-Biofazies. Diese Sedimente markieren den sedimentären Wechsel an der Oberalb/Vracon-Grenze verbunden mit dem Absterben der Riff-Plattformen (vgl. Abb. 61) und der Subsitution durch Crinoiden-Biofazien.
a, *Pithonella*-Biofazies mit diffus verteiltem Phosphorit (vgl. Abb. 77c), Flächenanalyse, REM-Nr. 09697
EDAX-Punktanalyse des P einer Phosphorit-Knolle in Probe Mu 26/8; die dunklen Flecken sind Si-Körner (vgl. Abb. 77d) REM-NR. 09693; Anregungsspannung jeweils 15 KV

11.9.2. Diapir-Plattform des Villasana de Mena-Diapirs (Abb. 78)

Vorkommen und Stratigraphie

Ein weiteres wichtiges Oberalb/Vracon-Vorkommen von flachmarinen Karbonaten befindet sich am Nordrand des Diapirs von Villasana de Mena, zwischen den Dorf Concejero im Westen und dem Dorf Caniego im Nordosten.
Der Diapir gehört zum LTcS-System und stellt den westlichsten Diapir dieser Linie dar. Die stratigraphische Stellung des "Caniego-Kalkes" war lange Zeit umstritten. LOTZE (1963) stellte ihn aufgrund lithofazieller Kriterien ins Urgo-Apt. Diese Einstufung wird von FEUILLEE (1963, 1967) bestritten; er stellt den Kalk aufgrund von Funden caprinider Rudisten der Gattung *Caprina adversa* ins Untercenoman. SCHROEDER (1980) präzisierte die Einstufung mit Hilfe von *Conicorbitolina* div. sp. auf die Vracon/Cenoman-Grenze. Diese Einstufung konnte weitgehend bestätigt werden. Neben Orbitolinen mit eigentlichem Cenoman-Charakter finden sich noch Algen der Flora Vimport, insbesondere *Agardhiellopsis cretacea*, die nach bisherigen Kenntnissen auf das Alb beschränkt ist (POIGNANT 1978). Das Vorkommen wurde in letzter Zeit von SCHROEDER (1980), SCHROEDER & WILLEMS (1983) und REITNER (1980, 1982) bearbeitet.
Der Kalk zeigt eine Reihe von besonderen lithofaziellen, sedimentologischen und biofaziellen Merkmalen, die für das Verständnis der Diapir-Plattformen von großer Bedeutung ist.

Geologische Situation (Abb. 78)

Das Alb am Diapir von Villasana de Mena ist an den inneren eigentlichen Diapirrand gebunden; es ist leicht nach Norden bzw. Nordwesten überkippt. Durch die Diapir-Tektonik, insbesondere eine Vertikaltektonik, die zu einer Mächtigkeitsreduktion führte und durch kleine Lateralverschiebungen, die durch die Aufbeulung des Diapirs verusacht wurden, sind die Vorkommen stark beansprucht.
Das Alb tritt bei Concejero als terrigen klastische und intertidale Fazies und am Nordrand des Diapirs überwiegend als eine karbonatische Riff-Fazies auf.
Die Vorkommen sind im Gegensatz zu den normalen Alb-Mächtigkeiten in ihrer Mächtigkeit erheblich reduziert. Es werden Mächtigkeiten zwischen 30 - 100 m erreicht. Die im Norden anschließenden deltaischen Albsande der Ordunte-Berge haben Mächtigkeiten von 1000 - 1500 m.
Der Diapir von Villasana de Mena und die deltaischen Sandsteine der Ordunte-Berge im Norden gehören zum Bilbao-Beckensystem (Abb. 10a), das das südliche Oblique Slip Fault-Becken mit den Pullapart-System des Biskaya-Beckens verbindet.

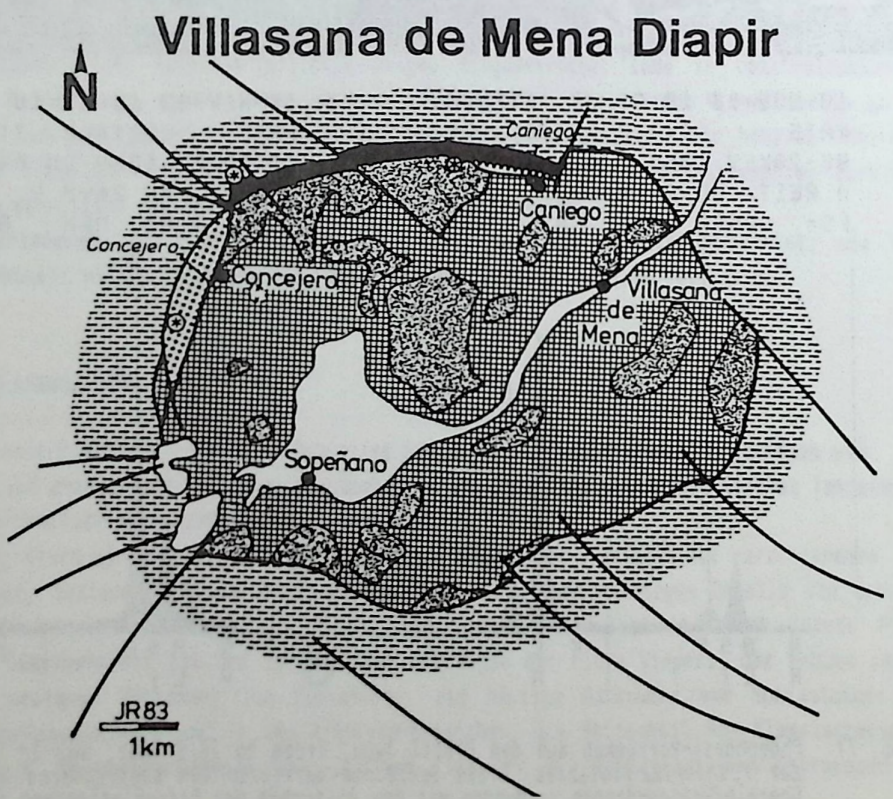



Abb. 78 Vereinfachte geologische Karte des Villasana de Mena-Diapirs. Verändert nach der Geologischen Karte 1 : 50 000, IGME, Blatt Villasana de Mena. Legende siehe Abb. 66.

11.9.2.1. Profil Concejero (Abb. 79)

Der am NW-Rand des Diapirs aufgeschlossene Sandstein-Komplex besteht aus überwiegend intertidalen Sandsteinen, einer Strand-Fazies mit einer sehr flach einfallenden planaren Schichtung und deltaischen bis prodeltaischen Sedimenten (Tone/Silte, Siderit-Knollen). Diese klastische Fazies entspricht weitgehend der normalen Alb-Fazies, der Fazies eines Tidal-dominierten Deltas. In diese terrigene Fazies schalten sich geringmächtige (2 - 3 m) Karbonate ein, die entweder gebankt sind oder den Charakter von flachen Rinnen besitzen.

Im Profil sind zwei Vorkommen aufgeschlossen (Abb. 79), die jeweils von einer feinklastischen, tonig/siltigen Fazies überlagert werden.

*Orbitolina*/Onkoid-Biofazies (Fazieszone 8) (Abb. 82; Taf. 36)

Die Karbonate im Vorkommen Mena 2/1 (Abb. 79) sind gebankt und verteilen sich auf Floatstones und Rudstones, die metasomatisch mit einem spätdiagenetischen Siderit imprägniert sind. Der Quarzsand-Anteil ist hoch und kann bis zu 30 % erreichen.

Bioklasten, Rindenkörner und Onkoide sind häufig. In einigen Schliffen sind Intraklasten (Wackestones) als texturelle Inversion häufig. Die niederenergetische Wackestone-Fazies wird allerdings nicht beobachtet.

Die Karbonate im Hangenden (Mena 1; Abb. 79) besitzen einen rinnenartigen Charakter, mit einer Ausdehnung von einigen Metern bei einer Mächtigkeit von ca. 20 - 30 cm. Die Mikrofazies der Karbonate besteht aus gutausgewaschenen, quarzsandreichen, gut sortierten Grainstones und Floatstones. Die Quarzkörner sind angular, Schwermineralien wie Zirkon und Apatit sind vorhanden. Selten wird Glaukonit beobachtet. Die häufigen Intraklasten zeigen wiederum texturelle Inversionen aus einer niederenergetischen Wackestone-Fazies. Die ebenfalls sehr häufigen Bioklasten sind ausnahmslos mit Mikritrinden versehen. Onkoide sind

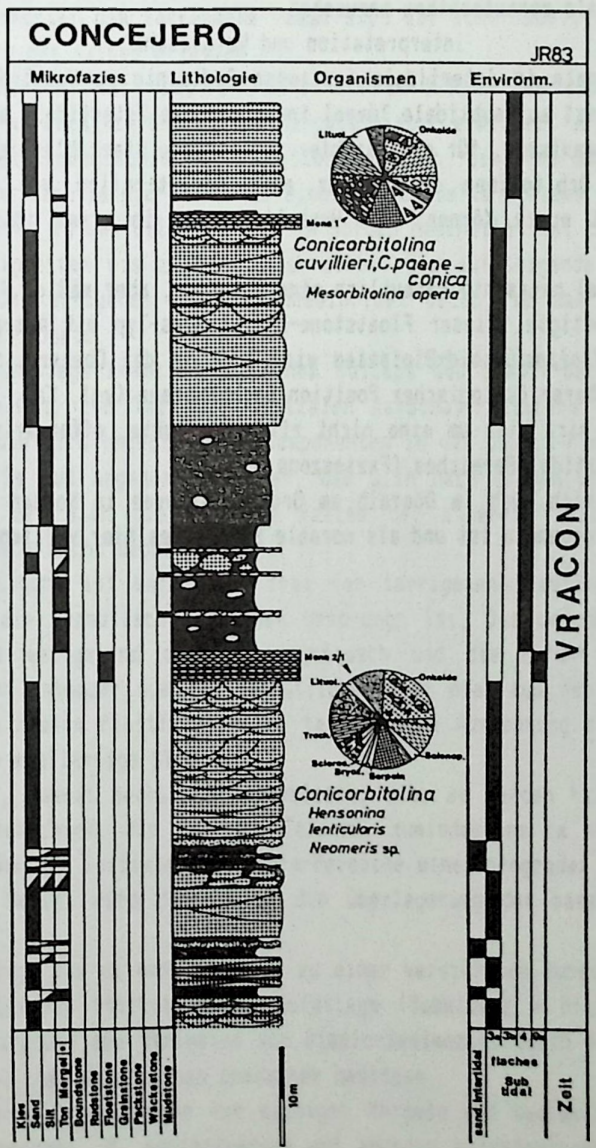



Abb. 79 Profil Concejero mit überwiegend intertidalen Sedimenten und eingeschalteten Karbonaten der Fazieszone 8. Der gleiche Faziestyp wird auch am Ordunte-Stausee beobachtet.

in der Grainstone-Fazies selten und vermutlich allochthon. Die hier auftretenden Floatstones gleichen den Karbonaten von Mena 2/1.

Besondere diagenetische Merkmale werden nicht beobachtet. Die aragonitischen Schalen sind alle entweder weggelöst oder durch einen granularen neomorphen Kalzit ersetzt. Es werden zwei Zement-Generationen beobachtet, ein granularer A-Zement, der vermutlich ursprünglich ein Mg-Kalzit war und ein granularer bis drusiger gröberkristalliner spätdiagenetischer B-Zement. Die mikritischen Partien bestehen meist aus einem Mikrosparit. Hinweise für eine meteorische Frühdiagenese werden nicht beobachtet. Die Echinodermen sind mit einem synaxialen Rimzement versehen.

Biofazies (Taf. 36)

Die Biofazies der beiden Vorkommen wird bestimmt durch Onkoide, die entweder aus unverkalkten Cyanophyceen-Lagen bestehen oder aus der Rotalge *Marinella lugeoni*. Bei den *Marinella*-Krusten kann es zu einer Wechsellagerung mit *Placopsilina* sp., einer krustosen Foraminifere, kommen. Die Kerne der Onkoide werden vorwiegend aus Orbitolinen-Bruchstücken und groben Sandkörner gebildet. Die Onkoide können als weitgehend autochthon betrachtet werden, da keine Transportschäden beobachtet werden.

Mit den Onkoiden zusammen finden sich häufig *Dissocladella* sp., *Neomeris* cf. *pfendere*, *Trinocladus* sp., *Boueina pygmaea*, *Solenopora* sp. und unbestimmbare Melobesiaceen-Krusten. An Foraminiferen finden sich *Conicorbitolina* cf. *paeneconica*, *C. conica*, *Mesorbitolina aperta*, *Dorothia* sp., *Textulariella* sp., *Trocholina* cf. *odukpaniensis*, *Trocholina* sp., *Neotrocholina* sp. und *Hensonina lenticularis*. An Makrofaunen werden vor allem Echinodermen-Reste, Lamellibranchiaten-Schille, einige Acanthochaeteten, Bryozoen, Brachiopoden, Gastropoden und kleine solitäre Weichboden-Hornkorallen beobachtet.

Die Faunen und Floren sind als parautochthon anzusehen.

Interpretation und Vergleiche

Die Einschaltung der Karbonate in intertidale terrigene Sedimente in Verbindung mit Rinnensystemen mit normalmarinen Organismen lässt auf subtidale Tümpel innerhalb des Intertidals schließen. Auffällig ist das Fehlen von typischen Rifforganismen, für die das hier vorliegende stark klastische beeinflußte Environment nicht geeignet war. Die Orbitolinen zeigen nur eine Agglutination von Qaurzsand-Körnern und von Schwermineralien, bevorzugt opake Körner, ein Verhalten, das in einem intertidalen oder deltaischen Environment typisch ist.

In den flachsubtidalen Tümpel herrschte vermutlich eine ständige, aber mäßige Wasserenergie, die die Bildung von Onkoiden begünstigte. Dieser Floatstone-Mikrofazies-Typ mit Auswaschungsanzeichen verbunden mit dieser speziellen *Orbitolina*/Onkoid-Biofazies wird auch in der Obervracon/Untercenoman-Plattform am Murguia-Diapir in vergleichbarer ökologischer Position nachgewiesen (vgl. Kap. 11.9.).

Zusammenfassend handelt es sich hier um eine nicht riffbeeinflußte, offenmarine, flachsubtidale Lagunen-Fazies innerhalb eines Intertidal-Bereiches (Fazieszone 8).

Die gleiche Fazies findet sich auch im Oberalb am Ordunte-Stausee im Norden (BLANK 1983), so daß diese Fazies nicht an den Diapir gebunden ist und als normale Fazies des hier vorliegenden Intertidals angesehen werden muß.

11.9.2.2. Caniego-Kalk (Abb. 80)

Geologische Situation

Nordwestlich von Caniego, am Nordrand des Diapirs, wird das oberste Alb von flachmarinen Plattform-Karbonaten gebildet. Der Kalk ist 30 - 50 m mächtig und nach Norden abgeschoben. Ein Teil des Unterlagers wird von Diapir-Sedimenten wie Carniolas-Schollen oder Keuper-Tonen gebildet. Im Liegenden des Kalkes bei Caniego werden im Wald einzelne Sandstein-Brocken gefunden, deren Alter unklar ist. Vermutlich handelt es sich um Alb-Sande. Das Hauptvorkommen endet am Steinbruch nördlich von Caniego, östlich davon sind noch einige kleine Schollen aufgeschlossen. SCHROEDER & WILLEMS (1983) beschreiben östlich noch eine Verlängerung des Kalkes auf 1,5 km, die heute allerdings nicht mehr aufgeschlossen ist. Die westliche Abgrenzung des Kalkes liegt nahe Hoz de Mena und wird dort nach SW von den intertidalen Concejero-Sandsteinen, allerdings durch Störungen, abgelöst. Im ganzen hat der Kalk ein W-E-Erstreckung von ca. 3 km.

Die Kalke sind tektonisch sehr stark beansprucht und deshalb in ihrer Mächtigkeit stark reduziert. Vollständige Profile sind aus diesem Grund nicht zu erstellen. Das hier zugrunde gelegte Profil (Abb. 80) ist aus mehreren Abschnitten zusammengesetzt, die innerhalb des Steinbruch beobachtet werden und ist somit synthetisch, die relative Abfolge der Einheiten wurde an verschiedenen Stellen des Kalkes überprüft und im wesentlichen bestätigt. SCHROEDER & WILLEMS (1983) beobachteten eine ähnliche Abfolge. Ein weiteres Problem ist zudem noch die Veränderung des Abbau-Niveaus im Steinbruch.

Struktur der Plattform

Das Mikro- und Biofazies-Inventar des Vorkommens lässt sich auf acht Haupttypen zusammenfassen, die eine deutliche fazielle Zonierung des Kalkes erlauben.

Aufgrund des einzigen Vorkommens der Plattform-Karbonate am N-Rand des Diapirs kann die Struktur der Plattform nicht über eine Fazieskartierung wie am Murguia-Diapir ermittelt werden. Es ist jedoch aufgrund der Faziesanalyse und der paläogeographischen Situation möglich, die ursprüngliche Struktur annähernd zu ermitteln. Der Diapir befand sich im Alb innerhalb eines großen Delta-Systems (Abb. 119), das sich aus der Utrillas-Fazies entwickelt und in das Bilbao-Becken im Norden geschüttet hat (REITNER 1982). Innerhalb der Delta-Sequenz werden Mächtigkeiten bis zu 1500 m erreicht. Die aufsteigende Diapir-Beule erzeugte eine Untiefe, die weitgehend von terrigenem Einfluß unbeeinflußt blieb, so daß sich eine kleine isolierte Karbonatplattform etablieren konnte.

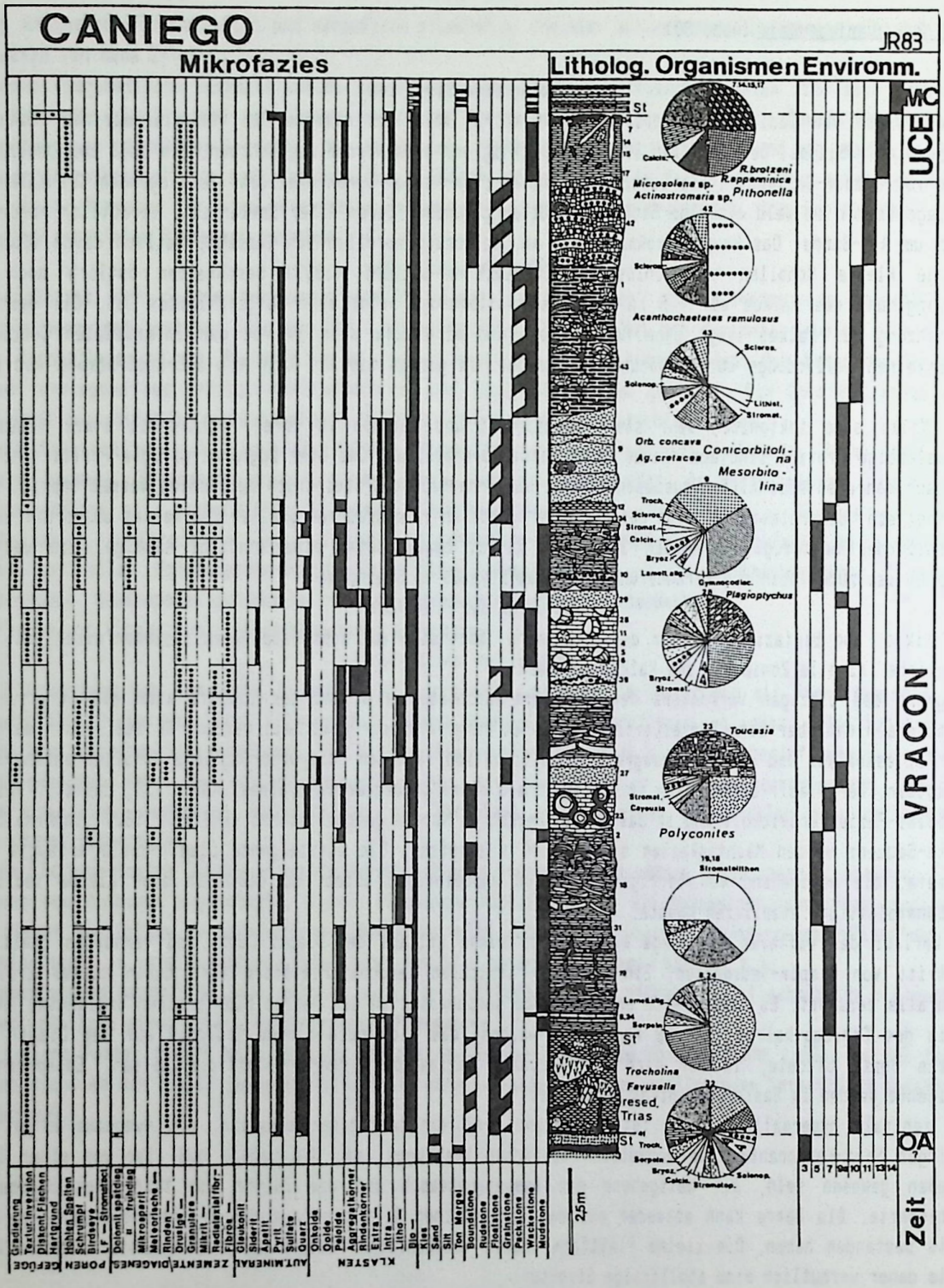
Im Verlauf des weiteren Aufstiegs kommt es zu einem Kollaps des Diapir-Dachs und verbunden damit zum Austritt von Diapir-Sedimenten. Ein Teil der initialen Karbonat-Plattform wird durch dieses Ereignis ebenfalls zerstört. Es finden sich entsprechende Komponenten in den Debris Flow-artigen Sedimenten an der Basis des Caniego-Kalkes. Es muß angenommen werden, daß sich nach diesem Ereignis auf dem Diapir eine flache Senke bildete, in der sich die lagunäre Fazies der inneren Plattform bildet. Entsprechende Sedimente werden im Basis-Kalk nicht beobachtet.

Die zentrale hypersaline Lagune ist weitgehend frei von terrigenen Klastika, mit Ausnahme einer sehr geringen Silt-Komponente, die vermutlich äolischen Ursprungs ist. Die Lagune muß also von einer Barre umgeben gewesen sein, die weitgehend den Wasseraustausch und die Zufuhr von terrigenen Sedimenten verhinderte. Die Barre kann entweder aus dem eigentlichen Riff oder aus den Grainstone-Shoals des Reef Flats bestanden haben. Die kleine Plattform, deren tatsächliche Ausdehnung nicht ermittelt werden kann, hatte daher vermutlich eine atollartige Struktur.

Die Sedimentation verläuft, soweit beobachtet, azyklisch, d.h. es werden keine ausgesprochen prograden oder retrograden Zyklen beobachtet. Die genrelle Tendenz, zumindestens im höheren Profilabschnitt, ist retrograd. Vermutlich besaßen die initialen Plattform-Bereiche einen prograden Charakter, verursacht durch den aufsteigenden Diapir. Belegt wird dies durch die Überlagerung der basalen Reef Flat-Fazies durch intertidale Mudstones.

Im Verlauf des Diapiraufstiegs kam es dann entweder zu einer verstärkten Subsidenz des Beckens (Subsidenz > Diapiraufstieg), zum relativen Stillstand des Aufstiegs (Subsidenz = Diapiraufstieg) oder zu einem Kollaps der Diapir-Beule aufgrund des Verlustes von Diapir-Sedimenten durch Auslaugung, da die hangenden Teile des Kalkes einen deutlichen pelagischen Charakter besitzen.

Die reine Karbonatfazies wird im Hangenden von siltigen Mergeln und Wackestones des Mittelcenomans mit *Rotalipora reicheli, R. brotzeni, R. montsalvensis* und anderen planktonischen Foraminiferen überlagert




Abb, 80 Profil Caniego, z.T, zusammengesetzt aus verschiedenen Abschnitten, Das Vorkommen ist stark mit Störungen (St) durchzogen,

(REITNER 1982,SCHROEDER & WILLEMS 1983). *R. reicheli* besitzt nur eine sehr enge stratigraphische Reichweite und markiert die Grenze Unter-/Mittelcenoman (ROBASZYNSKI & CARON 1979). Diese Zone markiert im ganzen Basko-Kantabrischen Becken den Übergang von der siltigen Untercenoman-Fazies zur mergeligen Mudstone-Wackestone-Fazies des Mittel- und Obercenomans ("Flysch à boules").

Triassedimente im Plattform-Kalk

Die unmittelbare Beziehung zwischen der Karbonatplattform und dem Diapir wird durch resedimentierte Trias bestätigt. An der Basis des Vorkommens finden sich in die Kalke eingeschaltete Ophite von einer Größe bis zu 1 m (SCHROEDER 1980), Fetzen von roten Keuper-Tonen und grünliche bis bräunliche dolomitische Komponenten, die nach SCHROEDER (1980) als "Muschelkalk", bzw. "Infralias" bezeichnet werden. Vergleichsschliffe zeigen allerdings eine abweichende Mikrofazies, so daß die Herkunft des Materials bis jetzt unklar ist. Zusammen mit den Keupersedimenten finden sich rötliche, z.T. zerbrochene idiomorphe Quarze, die mit Sicherheit aus dem Keuper stammen. Daneben finden sich noch kleine vollständige helle autigene Quarze, die oft pseudomorph nach Anhydrit sind und als synsedimentäre Bildungen gedeutet werden. (vgl. Kap. 14.). Weiter auffällig ist die Häufigkeit eines roten Mudstones, der sich oft in kleinen Q- und S-Spalten findet. REM-Untersuchungen ergaben, daß die rötliche Farbe auf 1 - 2 um große Tonplättchen zurückgeführt werden kann, die als resedimentierte Keupertone interpretiert werden können. Die Basis-Kalke besitzen grundsätzlich eine rötliche bis rosa Farbe.

Faziesbeschreibungen

1. Pelagische Becken-/Slope-Fazies (Fazieszone 14, 12a) (Taf. 37)

Mikrofazies

Dieser Fazies-Typ besteht aus dunkelgrauen Wackestones und Packstones mit einer Mischung aus flachmarinen und pelagischen Organismen und findet sich am Top des Caniego-Kalks (Abb. 80). Bioklasten sind z.T. häufig, ebenso Intraklasten. Die Fazies ist reich an feinverteiltem Pyrit. Es ist eine terrigene Silt-Fraktion vorhanden (ca. 1 %), die vermutlich äolischen Ursprungs ist. Bioturbation ist lagenweise häufig. Charakteristisch für diese Fazies sind Hartgründe mit autochthonen stromatolithischen Krusten, die jetzt aus Pyrit, Apatit und Kalzit bestehen (EDAX-Analyse, Abb. 81) (REITNER 1982). Es lassen sich bis zu drei verschiedene Hartgründe in verschiedenen Niveaus beobachten. Die Basis der Hartgründe ist intensiv angebohrt, vermutlich durch endolithische Pilze. Die fadenförmigen Bohrgänge sind in der Regel mit Pyrit verfüllt. Die stromatolithischen Krusten umwachsen z.T. große Intraklasten aus flachmarinem Riffmaterial. Neben diesen Intraklasten werden auch große (2 - 3 cm) Intraklasten der pelagischen Wackestone-Fazies beobachtet, die z.T. in einer mikrosparitischen Matrix eingebettet sind. Diese Klasten besitzen z.T. den Charakter von Flat-Pebbles.

Die pelagische Wackestone-Fazies findet sich teilweise in 2 - 3 cm tiefen Q-Spalten innerhalb des Riffkalks (REITNER 1982). Die Spalten sind tektonischen Ursprungs und zeigen Merkmale, die auch von WENDT (1969) beschrieben werden. Sie zeigen ein mehrfaches Aufreiss-Muster mit verschiedenen Generationen einer pelagischen Fazies (Taf. 37, Fig. 3).

Biofazies

Eindeutiges autochthones Benthos stellen die stromatolithischen Algen dar, zusammen mit Serpeln fixosessilen Foraminiferen der Gattung *Coscinophragma* sp. und den endolithischen Pilzen (Algen?). die stromatolithischen Krusten sind mit Sicherheit nicht flachmarin, sondern stellen "Tiefwasser-Stromatolithen" dar, vergleichbar mit den stromatolithischen Fe/Mn-Krusten der jurassischen "Ammonitico Rosso"-Fazies (WENDT 1969, 1971). Neben den eindeutig autochthonen Organismen treten häufig Calcisphären der *Pithonella ovalis*-Gruppe und *Stomiosphaera* sp. auf, die erheblich häufiger sind als die planktonischen Foraminiferen. In der Wackestone-Fazies werden *Rotalipora appenninica, R. brotzeni, Praeglobotruncana* cf. *stephani, Hedbergella* sp. und *Favusella* cf. *washitensis* beobacahtet, eine typische Fauna des Untercenomans. Als weiteres pelagisches Faunenelement finden sich Sklerite von Schwebcrinoiden. An benthonischen Foraminiferen werden *Tritaxia* sp. und *Lenticulina* sp. gefunden. Ostrakoden sind in einigen Schliffen häufig. Die allochthonen Organismen entsprechen der Biofazies der Karbonat-Plattform. Meistens handelt es sich hier um Echinodermen-Schutt, Acanthochaeteten-Reste und Rotalgen-Krusten.

Interpretation und Vergleiche

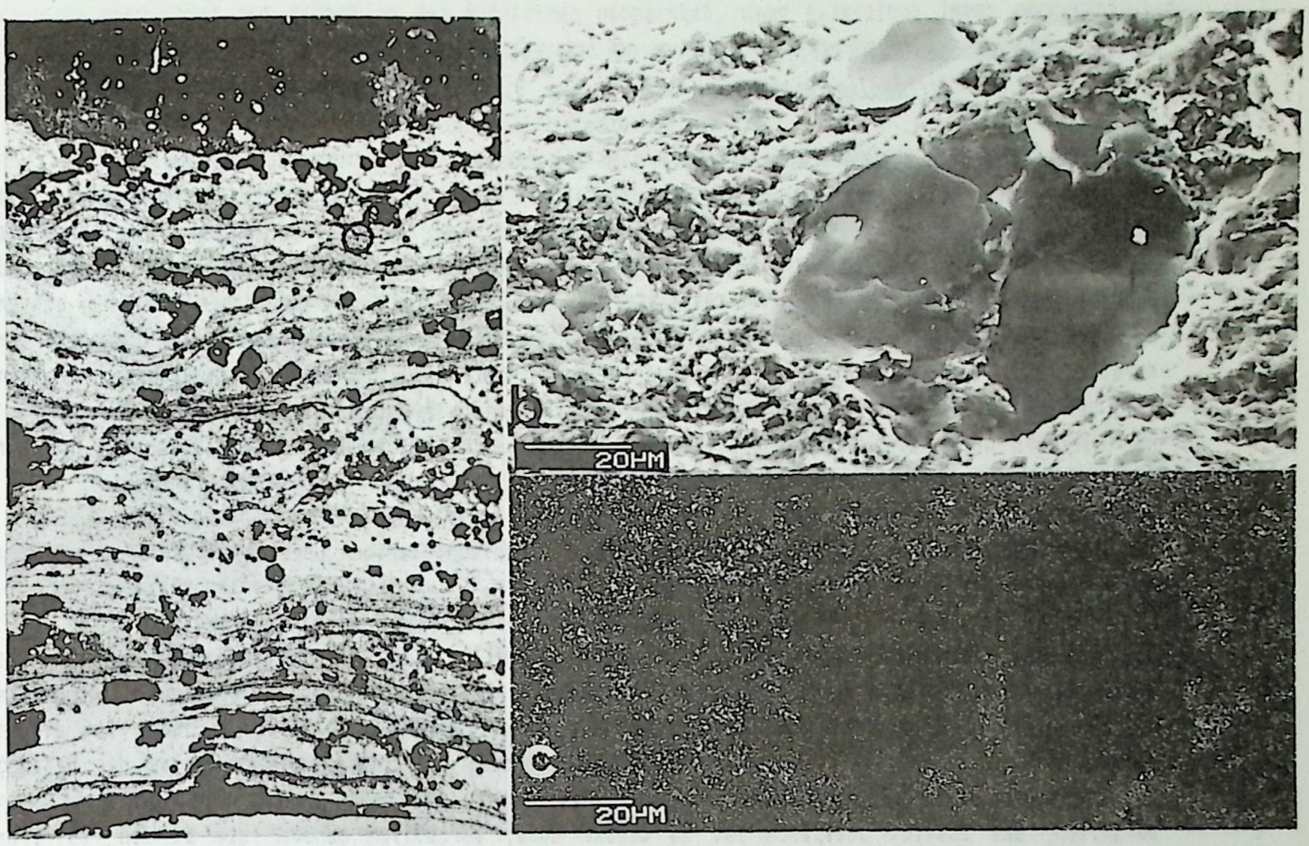
Die Mächtigkeit des kondensierten pelagischen Untercenomans schwankt zwischen wenigen Zentimetern und 1 - 2 m, abgesehen von den Vorkommen in den Q-Spalten. Diese Schwankungen hängen mit der stark zergliederten Morphologie der abgestorbenen Riffoberfläche zusammen. Die Hartgründe treten bevorzugt über kleinen

Schwellen im Riffkalk auf. Die Q-Spalten können entweder als normale AbriB-Spalten am Riffrand oder als Dehnungs-Spalten in Zusammenhang mit dem Diapir-Aufstieg interpretiert werden. Die horizontale Ausdehnung der Spalten ist allerdings nicht bekannt. Es handelt sich jedenfalls um Spalten, die nach der Lithifizierung des Riffkalks entstanden sind, da die Spalten-Ränder sehr scharf sind und entsprechende Brekzien vorhanden sind. Als erste Verfüll-Generation wird der pelagische Untercenoman-Wackestones beobachtet, der auch in weiteren Generationen auftreten kann. Als letzte Generation wird gelegentlich ein Silt- und Glimmer-reicher mikrosparitischer Mudstone-Wackestone beobachtet, der aufgrund mikrofazieller Merkmale eine gute Übereinstimmung mit dem Mittelcenoman zeigt. Die Spalten wurden spätdiagenetisch noch einmal beansprucht, dokumentiert durch kalzitische Kluftfüllungen.

Die extreme Kondensation kann vermutlich auf die Morphologie des Meeresbodens zurückgeführt werden. Das Untercenoman ca. 3 km nördlich am Ordunte-Stausee hat eine Mächtigkeit von ca. 100 m (BLANK 1983). Der Diapir bildete trotz der relativen Absenkung eine Untiefe, vermutlich mit Auftriebsströmungen, die das angelieferte Sediment abführten. In diesem Zusammenhang wird auch die Häufigkeit des Algen-Planktons (Calcisphären) und der apatitischen Krusten erklärbar.

Dieser spezielle Typ einer Calcisphären/Foraminiferen-Biofazies ist für das Alb und Untercenoman selten und untypisch (vgl. Iturmendi-Debris Flow). Normalerweise tritt diese Fazies massiert erst im Turon und Coniac auf ("Asturische Fazies" FEUILLEE 1967, BOILLOT et al. 1971), ein ähnlicher Biofazies-Typ wird auch am Murguia-Diapir beobachtet, ebenfalls in der Verzahnung mit allochthonen flachmarinen Bioklasten (Taf. 47, Fig. 2). Hartgründe werden dort allerdings erst im Obercenoman/Unterturon beobachtet.

Zusammenfassend handelt es sich hier um ein pelagisches Environment am Diapirhang, verbunden mit einer reduzierten Sedimentation mit Hartgründen, Emersionslagen und Riffschutt.



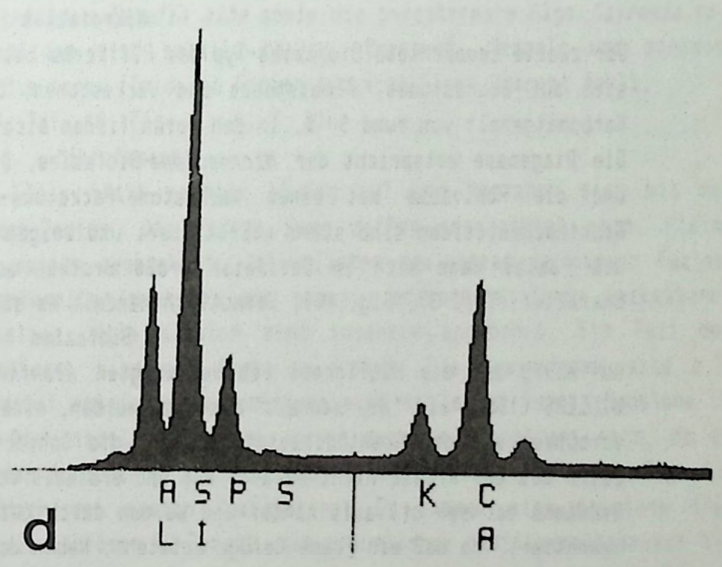




Abb. 81 a. Stromatolithischer Hartgrund (50x). Schwarze Punkte - Pyrit, graue Lagen - Phosphorit, helle Lagen - Kalzit & Quarz-Silt
b. Hartgrund-Sediment mit Quarzkorn, REM-Nr. 09673, 15 KV
c. Punktverteilungs-Bild des P, dunkler Fleck Si-Korn, REM-Nr. 09670, 15 KV
d. EDAX-Analyse der Abb. 81 b + c, 700 sec., 15 KV, 2448 counts/sec.

2. Äußere Plattform

a. Riffkern (Faziszone 11a) (Taf., 37, Fig. 9, 10, Taf. 38, Fig. 1 - 5)

*Microsolena*-Biofazies (Taf. 37, Fig. 9, Taf. 38, Fig. 1, 3)

Mikrofazies

Dieser Biofazies-Typ des zentralen Riffs wird in den oberen Bereichen des Caniego-Kalks in Verbindung mit der Becken-/Slope-Fazies und einer *Acanthochaetetes*-Biofazies beobachtet. Die Mikrofazies besteht z.T. aus einem Framestone mit plattigen microsoleniden Korallen. Die Zwischenräume sind mit einem mikritischen, z.T. rötlichen Sediment, meistens Wackestones und Packstones, ausgefüllt und stellen ein Sediment dar, das nach dem Absterben und der ersten Lithifizierung eingedrungen ist. Die Korallen sind in der Regel stark angebohrt. Die Diagenese der Korallen, d.h. die Auflösung des Aragonits erfolgte vor der Auffüllung der Interbiogenporen, da ein Teil der durch die Aragonit-Lösung entstandenen Hohlräume mit dem gleichen Sediment verfüllt sind. Der Riffkern wurde also frühdiagenetisch unter vermutlich vadosen Bedingungen gebracht, die zur Auflösung des Aragonits führen. Die Mg-Kalzite der Acanthochaetetiden sind ebenfalls schlecht erhalten und mikritisiert.

Die ursprünglich aragonitischen Schalen der Postriff-Sedimente zeigen überwiegend einen granularen neomorphen Kalzit.

Biofazies

Die faziesbestimmenden Organismen sind plattige Korallen der Gattungen *Microsolena* sp. und *Thamnasteria* sp. und andere nicht mehr näher bestimmbare Gruppen. Die Korallen sind mit *Lithophyllum* sp. und *Ethelia alba* umkrustet. Beobachtet wird *Dissocladella* sp., die typisch ist für diesen Biofazies-Bereich. Foraminiferen sind selten und durchweg allochthon, abgesehen von der Gattung *Coscinophragma* sp.. Die Orbitolinen sind stark zerbrochen und haben Quarzsand agglutiniert, ein Verhalten, das absolut untypisch ist in dieser Zone. Vermutlich gehören sie zu den Postriff-Sedimenten. Kieselschwämme (Lithistida), Sphinctozoen und Acanthochaeteten sind selten.

Das Postriff-Sediment ist reich an planktonischen Algen.

*Acanthochaetetes/Stylothalamia*-Biofazies (Taf 37, Fig. 10, Taf. 38, Fig. 4, 5)

Mikrofazies

Der zweite beobachtete Biofazies-Typ des Riffkerns ist besser dokumentiert. die Mikrofazies verteilt sich auf Boundstones, Floatstones und Wackestones. Die Kalke sind dunkelgrau-bläulich mit einem Karbonatgehalt von rund 90 %. In den Poren finden sich oft Bitumen-Imprägnationen.

Die Diagenese entspricht der *Microsolena*-Biofazies. Die aragonitischen Schalen sind z.T. aufgelöst und die Hohlräume mit einem Wackestone/Packstone-Sediment verfüllt. Die Hoch-Mg-Kalzite der Acanthochaetetiden sind stark mikritisiert und zeigen im REM keine deutlichen Ultrastrukturen mehr. Die Fazies kann sich in Dezimeter große Brocken auflösen und bekommt dann einen Debris flow-Charakter (Taf. 37, Fig. 10). Vermutlich handelt es sich dabei um ein initiales Vorriff-Sediment.

Biofazies

Auffällig ist die Häufigkeit von verzweigten *Acanthochaetetes* cf. *ramulosus*, die von SCHROEDER & WILLEMS (1983) als "*Ac. seunesi*" bestimmt wurden, eine Bestimmung, die bestritten wird. Eng verbunden mit den Acanthochaetetiden sind die Sphinctozoen der Gattung *Stylothalamia* sp., die bis jetzt aus der Kreide nicht bekannt war und erstmals von SCHROEDER & WILLEMS (1983) erwähnt wird. Die Schwämme wachsen oft aufeinander und werden durch *Lithophyllum* sp. und *Archaeolithothamnium*-Krusten zementiert, do daß ein Frame-Gefüge entsteht. Neben den Sphinctozoen und Sclerospongiern finden sich microsolenide Korallen, lithistide Schwämme und Stromatoporen der Gattung *Actinostromaria* sp.. Auf den Korallen und Schwämmen bilden die Foraminiferen *Coscinophragma* sp. und *Placopsilina* sp. Krusten. Orbitolinen sind selten und aufgrund ihrer Quarzkorn-Agglutination allochthon. Echinodermen-Reste, vor allem Crinoiden, sind häufig. An Algen wird neben den Rotalgen-Krusten und den Squamariaceen noch häufig die faziestypische *Dissocladella* sp. beobachtet. Auffällig ist das Fehlen von Codiaceen.

Interpretation und Vergleiche

Diese Riffkern-Biofazies weichen vom beobachteten Normalfall insbesondere durch die Zusammensetzung der Algen-Flora ab. Dies gilt auch für die Häufigkeit der verzweigten Acanthochaetetiden, die nur noch im Vorkommen VAL 7 (Abb. 50) in gleicher ökologischer Position sehr häufig sind. Dieser Typ

wird sonst nur selten in den Riffkernen beobachtet, dann allerdings immer vergesellschaftet mit Algen. Diese Art wird nie in Riffhöhlen und nur selten im tiefen Vorriff angetroffen.

b. Reef Flat (Fazieszone 10/9)

*Caprina*-Biofazies (Taf. 39, Fig. 1 - 6)

Innerhalb dieser Biofazies lassen sich drei verschiedenen Lithofazien unterscheiden:

1. Wackestone/Floatstone-Fazies (Taf. 39, Fig. 1 - 6)

Mikrofazies

Diese Fazieszone besteht vorwiegend aus Floatstones, Wackestones und Packstones mit häufigen Bio- und Intraklasten mit deutlichen Mikritrinden und Peloiden. Diese stellen z.T. eine Hohlraumfüllung nach der ersten Lithifizierung dar. Die Karbonate sind grau bis heligrau und besitzen einen Karbonatgehalt von ca. 90 %.

Die Diagenese war intensiv, so daß die aragonitischen Schalen vollständig aufgelöst wurden und die entstandenen Hohlräume mit einem Pelmikrit oder einem rötlichen Mudstone verfüllt wurden. Die frühdiagenetischen meteorischen Bedingungen werden weiter belegt durch skalenoedrische A-Zemente ("Hundezahn-Zemente") und einer starken Abreicherung des Sr-Gehalte auf ca. 200 ppm (Abb. 82) (vgl. Kap. 14.1.). In einigen Biogen-Lösungsporen werden bräunliche "vadose Silte" beobachtet. Diese bestehen deutlich aus Kalzit-Kristallschutt ohne erkennbaren Bioklasten-Anteil. Das Internsediment entspricht somit der Definition von vadosem Silt i.S. von BATHURST (1975). Die Mikrofazies der Pelmikrit-Füllungen entspricht der Mikrofazies der Pelmikrite der inter- bis supratidalen Loferit-Fazies der inneren Plattform, die in der Regel die hier beschriebene Fazies unter- und überlagert. Aufgrund der frühdiagenetischen Lithifizierung finden sich eine Reihe von Diskontinuitäts-Flächen und Emersions-Horizonte.

Biofazies

Diese mikritische Fazies wird charakterisiert durch große solitäre Capriniden der Gattung *Plagioptychus* sp. mit stark verzweigten Pallial-Kanälen und durch *Caprina* aff. *adversa*; beide Formen sind eigentlich typisch für das Cenoman. Zusammen mit den Capriniden finden sich unbestimmbare verzweigte und halbkugelige Korallen, Melobesiaceen-Krusten, *Dissocladella* sp., *Heteropralla* sp.?, und auf den Capriniden *Ethelia alba* sowie die porostromate Alge *Cayeuxia* sp.. Dünnschalige Ostrakoden und Milioliden sind relativ häufig. Bryozoen, Serpeln und monaxone Spicula werden selten beobachtet, die sonst für diese Fazies typische Flora Vimport fehlt.

2. Grainstone-Fazies (Taf. 39, Fig. 9, Taf. 40; Fig. 1 - 4, 7, 8)

Mikrofazies

Dieser Lithofazies-Typ des Reef Flats tritt relativ häufig auf und verzahnt sich mit den mikritischen Bänken der Capriniden-Fazies. Die Fazies kann diffus geschichtet sein. Kleine schrägschichtunges-Blätter werden selten beobachtet. Intraklasten dominieren in dieser Fazies. Sie zeigen in der Regel eine texturelle Inversion aus einer niederenergetischen Wackestone-Fazies. Echte Bioklasten sind selten. Alle Klasten sind intensiv angebohrt. Ein Teil der Bioklasten, vor allem die Orbitolinen, sind von Algen umkrustet. Die Grainstones sind z.T. synsedimentär zerbrochen und die dabei entstandenen Hohlräume sind mit einem Peloid-Mudstone in mehreren Phasen verfüllt worden. Die einzelnen Brocken müssen dabei z.T. rotiert sein, da es häufig zu Winkel-Diskordanzen in der Schichtung der Hohlraum-Füllungen kommt (Taf. 40, Fig. 1). Die Verfüllung erfolgte wieder nach der ersten Zementation. Es lassen sich meistens drei Zementgenerationen unterscheiden; ein fibröser $A_1$-Zement, ein bräunlicher radialaxialfibröser $A_2$-Zement, der z.T. als asymmetrischer Dripstone-Zement auftritt und ein heller grobkristalliner drusiger B-Zement. In einigen Fällen lassen sich Meniskus-Zemente aus einem skalenoedrischen Hundezahn-Kalzit beobachten. Die Resthohlräume sind hier mit dem oben beschriebenen Pelmikrit verfüllt. Die aragonitischen Schalen sind alle umgewandelt in einen neomorphen granularen Sparit. Lösungshohlräume, die mit einem Mikrit verfüllt sind, werden nicht beobachtet.

Biofazies

Die meisten hier beobachteten Bioklasten sind allochthon. An autochthonen, bzw. parautochtonen Organismen werden in dieser Fazies nur selten *Plagioptychus* sp. und gut erhaltene *Trocholina* sp. beobachtet. Ein weiteres autochtones Element stellen die Onkoide dar, deren Kerne vorwiegend aus Orbitolinen bestehen. Die Algen-Krusten bestehen aus nicht näher bestimmbaren Melobesiaceen-

Krusten. Die allochthonen Bioklasten sind *Orbitolina* gr. *concava, Conicorbitolina* gr. *conica,* Dasycladaceen der Gattung *Neomeris* sp. und *Trinocladus* cf. *tripolitanus* und Echiniden-Reste.

Interpretation

Die beobachtete Grainstone-Fazies zeigt überwiegend eine meteorische erste Zementation und kann z.T. als Shoal-artiger Beachrock aufgefasst werden. Aufgrund des Vorhandenseins von Capriniden und Trocholinen ist ein Vergleich mit den Grainstones des Reef Flats der Albeniz-Eguino-Plattform möglich, auffällig ist die geringe Diversität der Algen.

3. Aggregatkorn-Fazies (Taf. 39, Fig. 7, 8)

Mikrofazies

Eine weitere Fazies des flachmarinen Plattform-Bereichs ist eine Aggregatkorn-Fazies, in der sich ebenfalls Capriniden finden. Es handelt sich dabei um schlecht ausgewaschene Floatstones und Grainstones mit Grapestone-artigen Aggregatkörner. Die Grapestones sind sehr unregelmäßig gebaut und bestehen aus einem Packstone/Grainstone-Gefüge. Die Grapestones erreichen eine Größe von einigen Millimetern und erreichen bis zu 80 % des Komponenten-Anteils. Die Klasten besitzen alle Mikritrinden. Die Aggregatkörner zeigen einen fibrösen symmetrischen A-Zement, der auf einen ursprünglich subtidalen Aragonitzement hinweist. Der B-Zement ist granular. Die aragonitischen Schalen sind ausnahmslos rekristallisiert und zeigen keine Mikrostrukturen mehr. Die einzelnen Klasten lassen sich nur noch aufgrund der Mikritrinden erkennen.

Biofazies (Taf. 38, Fig. 2, 6, 7)

Die Biofazies entspricht im wesentlichen der Grainstone-Fazies. Auffällig sind allerdings die häufigen *Archaeolithothamnium*-Knollen und die häufigen Trocholinen. Der wichtigste Unterschied zu allen anderen Biofazies besteht jedoch in der Existenz von artikulaten Rotalgen der Flora Vimport mit der häufigen Art *Agardhiellopsis cretacea* und der seltenen Art *Archaeolithothamnium rude* (Taf. 38, Fig. 7).

Interpretation

Die Grapestone-Fazies ist ein Hinweis auf ein sehr flaches (ca. 10 m) ständig subtidales Environment des Bewegtwassers mit reduzierter Mikritsedimentation. Die Grapestones entstehen vermutlich unter Beteiligung von nichtverkalkten Algen, die einen synsedimentären Mikritzement (Mg-Zement?) produzieren (BATHURST 1975, FABRICIUS 1977). Eine ähnliche Fazies wird auch auf der Diapir-Plattform von Murguia in vergleichbarer Position beobachtet.

3. Innere Plattform

Die Lithofazies des inneren Plattform-Bereichs ist sehr verschieden und besitzt im Gegensatz zur äußeren Plattform einen mikritischen Charakter. Die einzelnen Fazies-Bereiche sind gut dokumentiert und wechsellagern z.T. mit den Grainstone-Fazies, in deren Hohlräume das mikritische Sediment eingedrungen ist. Es kommt also zu einem häufigen Wechsel von niederenergetischen und hochenergetischen Faziszonen (vgl. SCHROEDER & WILLEMS 1983). Dies steht vermutlich im Zusammenhang mit der frühdiagenetischen Zementierung der Grainstone-shoals und eventuell einer damit verbundenen Änderung des Strömungssystems im inneren Bereich der Plattform. Eine weitere Möglichkeit wäre in der Diapir-Dynamik zu suchen, die mit Sicherheit die innere Struktur der Plattform nachhaltig beeinflußt hat.

Es lassen sich insgesamt drei verschiedene Faziestypen der inneren Plattform unterscheiden:

Mudstone-Fazies mit Tempestitlagen (Fazieszone 7) (Taf. 41)

Mikrofazies

Dieser Lithofaziestyp ist charakterisiert durch Mudstones und Wackestones mit Stromatactis-artigen Hohlräumen. Bioklasten sind selten. Peloide können in Lagen angereichert sein oder als Internsediment in Poren und Hohlräumen auftreten. Die Hohlraum-Gefüge der Mudstones haben unterschiedliche Ursachen. In der Regel können sie auf sehr häufige Bioturbation zurückgeführt werden. Die Hohlräume besitzen dann neben einem unregelmäßigen Dach auch eine unregelmäßige Unterseite, im Gegensatz zu den Stromatactis-Hohlräumen, die ein geopetales Internsediment und darüber einen Kalzit-Zement, besitzen sowie ein unregelmäßig geformtes Dach (BECHSTÄDT & MOSTLER 1974). Die Stromatactis können mit Q-Spalten zusammen auftreten, die keinen tektonischen Charakter haben, sondern Schrumpfrisse darstellen. Die Stromatactis-Hohlräume können mit den Q-Spalten verbunden sein und zeigen die gleiche Zement-Abfolge. Ein Teil der Stromatactis-Hohlräume zeigt ein Internsediment aus vadosem Silt (vgl. BATHURST 1959, BECHSTÄDT 1974). Einige weitere große Poren von mehreren Zentimeter Größe können als Mikrokarst interpretiert werden. An den Rändern dieser Poren findet sich eine mikrostalaktitische sehr kleine und helle $A_1$-Zement-Tapete, die von einem braunen $A_2$-Dripstone-Zement mit größeren granularen Kalzit-Kristallen abgelöst wird. Der Resthohlraum ist mit einem granularen B-Zement verfüllt.

In den Mudstones finden sich sehr kleine autigene Quarze.

Eingeschaltet in die Mudstones sind Packstone-Lagen mit pelagischen Organismen und entsprechenden Intraklasten. In den z.T. gradierten Packstone-Lagen finden sich vermehrt Stromatactis- und kleine Q-Spalten, die den Charakter von "Neptunian Dykes" haben, d.h. daß das unterlagernde Sediment in die Spalten eingedrungen ist. Das obere Ende der Q-Spalten wird in der Regel von einem geopetalen drusigen Sparit abgeschlossen. Diese Spalten können auf Synräse-Prozesse infolge einer zeitlich unterschiedlichen Zementation in den Mudstones und Packstones zurückgeführt werden. Die rasche Verfestigung der Packstone-Lagen wird durch einen meteorischen (phreatischen) Hundezahn-artigen A-Zement am Rand der Spalten belegt, sowie durch gravitative und radialaxialfibröse A-Zemente.

Die schichtparallelen Stromatactis sind elongat ausgezogen und können eine Länge von mehreren Zentimetern haben. Das Dach der Poren ist unregelmäßig gezackt, über dem lutitischen Internsediment befindet sich ein geopetaler drusiger Sparit. Die Hohlräume zeigen gelegentlich ein mehrphasiges Aufreißen mit verschiedenen Generationen an Internsedimenten und Sparit-Hauben.

Die Entstehung der Stromatactis ist umstritten. Es muß jedenfalls mit mehreren Genesemöglichkeiten gerechnet werden (Diskussion bei FLÜGEL 1978). Für den vorliegenden Fall bietet sich eine von BECHSTÄDT (1974) vertretene Ansicht an, die eine unterschiedliche Sackung eines inhomogenen Sediments bei der Entwässerung voraussetzt, ein Prozess, der auch in rezenten Sedimenten beobachtet wird. Die Entwässerung muß nicht schlagartig erfolgen, sondern kann allmählich, in verschiedenen Etappen erfolgen. Dies wäre auch eine Erklärung für die polyphase Entwicklung der Stromatactis. Die Stromatactis und die Spalten stellen somit weitgehend den gleichen genetischen Prozess dar.

Beobachtet wird eine Rotation der Komponenten, die durch verschiedenen Winkel in der geopetalen Schichtung der Hohlräume belegt wird.

In wenigen Fällen wird ein spätdiagenetischer Zement aus elementarem Schwefel und $CaSO_4$ beobachtet. Der Schwefel entsteht durch die Reduktion des Anhydrits im Cap-Rock des Diapirs zu Schwefelwasserstoff ($H_2S$) und durch eine zweite Oxidation zu elementarem Schwefel. Dieser Prozess ist allerdings nur möglich durch die Mitwirkung von Sulfat-reduzierenden Bakterien (FEELY & KULP 1957, ELLISON 1971).

Elementarer Schwefel ist in Cap-Rock von Diapiren sehr häufig und stellt somit eine Lagerstätte dar wie z.B. an vielen Diapiren in Texas (ELLISON 1971).

Die Packstone-Lagen sind auf alle Fälle Tempestit-Lagen, da sie fast nur Organismen der Becken-Fazies führen, insbesondere Crinoiden, Schwebcrinoiden, planktonische Foraminiferen (*Favusella* sp., *Rotalipora* sp.), pelagische Calcisphären und wenige Organismen der Riffkern-Fazies wie Acanthochaetetiden-Reste. SCHROEDER & WILLEMS (1983) vermuten hier eine normale "Verzahnung" mit der Beckenfazies. Dieser Interpretation kann aufgrund sedimentologischer Daten nicht gefolgt werden.

Biofazies

Die Mudstone-Fazies ist bis auf die Tempestitlagen sehr arm an Organismen. Beobachtet werden überwiegend Ostrakoden, Milioliden und Gastropoden.

Interpretation

Die vorliegende Mudstone-Fazies mit den Tempestit-Packstones stellt vermutlich ein überwiegend subtidales Sediment dar, das gelegentlich unter meteorischen Bedingungen stand, belegt durch vadose Silte, die meteorischen A-Zemente und die Kleinhöhlen. Die Stromatactis haben keinen bathymetrischen Wert. Sie werden auch in typischen Beckenfazies beobachtet (BANDEL & MEYER 1957). Die Q-Spalten und Stromatactis können auf Synräse-Prozesse aufgrund unterschiedlicher Entwässerung und Kompaktion zurückgeführt werden.

Der interne Mikrit der Tempestit-Packstones entspricht dem Mikrit der Mudstones, der somit zum Schüttungszeitpunkt noch nicht verfestigt war, dafür spricht auch der hohe Durchwühlungsgrad des Sediments. Vermutlich blieben die Schüttungen in den flachen Tümpeln liegen und der erfolgende Rückstrom konnten den aufgewirbelten Mikrit nicht mehr abführen. Die folgende Sedimentation des aufgewirbelten Mikrits erklärt auch die beobachtete Mikrogradierung auf den Packstone-Lagen.

Die Fauna mit den wenigen Ostrakoden und Milioliden ist restriktiv. Die analysierten autigenen Quarze mit Sulfat-Einschlüssen sind pseudomorph nach Anhydrit und sprechen für ein ursprünglich hypersalines Milieu (vgl. Kap. 14.1.). Die Winkeldiskordanzen innerhalb der Poren und der Hohlräume können auf Diapirbewegungen zurückgeführt werden.

*Polyconites/Toucasia*-Biofazies (Fazieszone 7) (Taf. 40, Fig. 5, 6)

Mikrofazies

Eng verbunden mit der Mudstone-Fazies sind kleine Schlammhügel mit Rudisten der Gattung *Polyconites* sp. (konischer Typ, "mud-stick") und *Toucasia* sp. (abgeflachte Unterseite). Die solitär lebenden Rudisten sind eingelagert in ein Wackestone- und Packstone-Sediment, das eine Reihe von Diskontinuitäts-Flächen zeigt, die eine frühe Lithifizierung anzeigen. Die Rudisten zeigen ein Mudstone-artiges Internsediment, in dem sich geopetale Stromatactis finden. Der Mudstone besteht aus Peloiden mit einer durchschnittlichen Größe von 2 - 4 um.

Eine frühdiagenetische vadose Diagenese hat die aragonitischen Schalen aufgelöst und die so entstandenen Hohlräume sind ebenfalls mit dem Pellet-Mudstone verfüllt. Die frühe phreatische Diagenese wird durch Hundezahn-Zemente weiter bestätigt.

Die Klasten der normalen Wackestone/Packstone-Matrix zeigen z.T. Anbohrungen.

Kleine autigene Quarze (10 - 20 um) und ein spätdiagenetischer Dolomit werden ebenfalls beobachtet.

Biofazies

Neben den requieniden und caprotiniden Rudisten finden sich sehr häufig Ostrakoden, die bis zu 95 % das Faunenbild beherrschen. Auf die restlichen 5 % verteilen sich Gastropoden, einige kleine Korallen und Bryozoen. Auf den Rudisten-Schalen siedeln porostromate Algen (*Cayeuxia* sp.) und Rotalgen der *Lithophyllum*-Gruppe. An allochthonen Faunenelementen werden triaxone Schwammskleren, planktonische Foraminiferen, Schwebcrinoiden-Reste und *Stylothalamia* sp. gefunden.

Interpretation

Die Rudisten-Patches verzahnen sich mit der Mudstone-Fazies und besitzen insgesamt aufgrund der höheren Organismen-Diversität einen schwächeren restriktiven Charakter als die Mudstone-Fazies. *Polyconites* sp. und *Toucasia* sp. sind vor allem in den Urgo Apt-Lagunen-Fazien die dominierenden Rudisten.

Loferit-Mudstones-Fazies (Fazieszone 6/5) (Taf. 42)

Mikrofazies

Neben der weitgehend subtidalen Mudstone-Fazies und den linsenförmigen kleinen Schlammhügeln mit caprotiniden und requieniden Rudisten finden sich relativ häufig hellgraue bis bräunliche, nahezu fossilfreie Mudstones mit einem auffälligen Netzwerk von senkrecht aufeinander stehenden Kalzitklüften, die mit einem mehrphasigen Zement verfüllt sind. Die Mudstones sind in der Regel laminiert. Die Laminae sind meistens gradiert und bestehen aus Peloiden (ca.4-30 um) und Pseudopeloiden (Mini-Intraklasten) (bis 300 um). Neben diesem Laminationstyp findet sich auch eine wesentlich dünnere Lamination, die als stromatolithische Kruste interpretiert werden kann.

Bioturbation ist selten und nur auf wenige Lagen beschränkt. An Hohlraumgefügen werden selten Birdseyes- und LF-Poren beobachtet.

Das wichtigste Fazies-Kriterium sind die Kalzit-Klüfte, die Schrumpfrisse darstellen und vergleichbar sind mit den von FISCHER (1964, Fig. 16F, 17) in den Lofer-Zyklen des obertriassischen Dachstein-Kalks beobachteten Gesteinstyp, die er dort erstmals als Loferit oder "Zebra-Limestone" bezeichnet hat. Die Mikrofazies eines nahezu fossilfreien Mudstones stimmt ebenfalls gut mit den Beobachtungen von FISCHER (1964) überein. Er unterscheidet bei den Schrumpfrissen zwischen schichtparallelen "sheet-cracks" und vertikalen "prism-cracks", die das Gestein in kubische, bzw. polygone Körper zerlegen. Die Schrumpfspalten zeigen eine polyphase Zementation, die durch das allmähliche Schrumpfen des wasserhaltigen Pelmikrits entstanden ist. Bei den Zementen handelt es sich um radialaxialfibröse, oft bräunliche Kalzite, z.T. wechsellagernd mit bräunlichen Dolomitkrusten (Alizarin-Färbung). Ursprünglich waren die Kalzite vermutlich sphärolitische Kluster aus Aragonit-Nadeln, die heute noch als Relikt-Strukturen erkennbar sind (Taf. 42, Fig. 3). Diese Beobachtung stimmt auch mit der von KENDALL & TUCKER (1973, Fig. 5) überein, die den radialaxialfibrösen Kalzit als einen ursprünglichen fibrösen Zement betrachten. ASSERETO & FOLK (1980) konnten für die radialaxialfibrösen Zemente im gleichen Environment die ursprüngliche Aragonit-Natur ("Aragonite raggioni") geochemisch und mikroskopisch definitiv nachweisen.

Eingelagert in die Kalzit-Zemente sind kleine autigene idiomorphe Quarze mit Dolomit- und Kalzit-Einschlüssen. Die Quarze sind mit großer Wahrscheinlichkeit synsedimentär gebildet worden, da sie keine Verdrängungs-Muster zeigen und von der überlagernden Zementgeneration normal überwachsen werden. Epigenetisch entstandene autigene Quarze zeigen oft ein xenomorphes Erscheinungsbild (RICHTER 1971). Die Dolomit-Einschlüsse (EDAX-Analyse) weisen auf eine syngenetische Bildung von Dolomit hin (Protodolomit).

In einigen Fällen wird als spätdiagenetischer B-Zement ein drusiger sehr klarer Kalzit beobachtet (Taf. 42, Fig. 5). Die Schrumpfrisse wurden also nicht alle frühdiagenetisch vollständig mit Zementen verfüllt.

Neben den Zebra-Kalken finden sich noch kleine Tepee-Strukturen, die in stromatolithischen laminierten Krusten auftreten. Ein Teil der Tepee-Strukturen findet sich aufgearbeitet als intraformationelle Brekzie. Gleichartige gebildete Brekzien finden sich auch innerhalb der Loferite, nur sind die Komponenten erheblich größer.

Autigene Quarze werden auch in der Mudstone-Matrix beobachtet. Sie zeigen $CaSO_4$-Einschlüsse und sind pseudomorph nach Anhydrit.

Biofazies

An Organismen werden neben den stromatolithischen Algen vor allem Calcisphären beobachtet, die allerdings keine Ähnlickeit mit den sonst beobachteten kalkigen Dinoflagellaten-Zysten (*Pithonella* sp.) haben. Vermutlich handelt es sich hier um Dogonien von Grünalgen (WRAY 1977). Neben den Calcisphären gibt es noch dünnschalige Ostrakoden. Die sonst noch beobachteten Organismen, wie Schwebcrinoiden und unbestimmbare Bioklasten sind allochthon und an dünne tempestitartige Packstone-Lagen gebunden. Endobenthos wird nur in wenigen Fällen beobachtet.

Interpretation

Bei den vorliegenden Sedimenttypen handelt es sich mit Sicherheit um intertidale bis supratidale Bereiche. Belegt wird dies durch die Existenz von Loferiten, Tepee-Strukturen, stromatolithische Krusten, intraformationelle Brekzien, sehr wenige Organismen und meteorische Zemente in den Hohlraum-Gefügen.

Die Protodolomite und die Sulfat-Einschlüsse in den Quarzen deuten auf ein ursprünglich Sebkha-artiges Milieu hin. Bestätigt wird dies auch durch die extrem seltenen und in niedriger Diversität vorhandenen Organismen. Die ermittelten geochemischen Daten bestätigen weiterhin den hypersalinen Charakter. Beobachtet wird ein relativ hoher Mg-Gehalt im Vergleich zu den anderen Faziestypen und eine Na-Anomalie von rund 1000 ppm bei einem Karbonat-Gehalt von 90 - 95 % (vgl. Kap. 14,1,2,) (Abb. 102). Vergleichbare Na-Werte innerhalb der gelösten Karbonat-Phase werden nur noch aus der untercenomanen Austern-Biofazies des Murguia-Diapirs beobachtet, die dort allerdings auf das Aufbrechen des Diapirs zurückzuführen sind. Vermutlich spielt der Einfluß von salinen Diapir-Wässern in der Lagune auch hier eine nicht unbedeutende Rolle.

## Ursachen des Absterbens der Riff-Plattform

Das Ende des Riffwachstums ist ziemlich abrupt. Die Riffoberfläche zeigt eine Reihe von Aufarbeitungs-Merkmalen, so daß angenommen werden muß, daß die Plattform vollständig auftauchte. Alle beobachteten Fazieszonen zeigen einen deutlichen frühdiagenetischen meteorischen Einfluß, so daß ein gleichzeitiges vollständiges Auftauchen der Plattform und ein damit verbundenes Absterben der Organismen sehr wahrscheinlich ist. Dieses Auftauchen kann durch ein Event-artiges Aufsteigen des Diapirs bewirkt werden.
Eine weitere Möglichkeit des Absterbens der Plattform-Organismen wäre in einer drastischen Veränderung der Wasserqualität zu sehen, die durch ausfließende hypersaline Diapir-Wässer verursacht wurde. Die Diapir-Salinen können extrem angereichert sein an Schwermetall-Ionen, die eine erhebliche toxische Wirkung haben und durchaus ein rasches Absterben der Organismen bewirkt haben könnten. Anreicherungen von Schwermetallen mit Ausnahme von Fe werden im Caniego-Kalk nicht beobachtet. Bekannt sind diese aber z.B. vom Murguía-Diapir, vom Mutiloa-Diapir und von Diapiren aus Norddeutschland (LIETZ 1951) und aus Nordafrika. Die Anreicherungen von Buntmetall-Sulfiden (Pb/Zn/Hg) kann Lagerstätten-Charakter erreichen.
Ein Absterben der Rifforganismen durch überlagerung von "Sandmassen" wie dies von SCHROEDER & WILLEMS (1983) angenommen wird, ist vollkommen irrig. Es werden keine terrigen-klastischen Sedimente unmittelbar auf dem Kalk beobachtet. Der Kontakt der abgestorbenen Riffkalkoberfläche mit der pelagischen Fazies des Untercenomans ist sedimentär und nicht tektonisch.

## Zusammenfassung (Abb. 82)

1. Die Oberalb-Karbonatplattform des Diapirs von Villasana de Mena besaß vermutlich eine atollartige Struktur.
2. Die Plattform lässt sich in drei Fazies-Einheiten untergliedern:
   a. Beobachtet wird eine Slope-/Becken-Fazies mit Riffschutt-Komponenten und pelagischen Organismen, die zu einer Calcisphären/planktonische Foraminifen-Biofazies gehören, die im Alb des Basko-Kantabrischen Becken nur an wenigen Stellen bekannt ist. Die Fazies ist stark kondenisert und von Hartgründen durchzogen. Paläogeographisch handelt es sich hier vermutlich um eine Position am Diapir-Hang.
   b. Die Beckenfazies am tieferen Plattform-Rand wird von einem flachmarinen Fazies-Bereich der äußeren Plattform mit einer marginalen Riffkern-Zone und einer inneren Reef Flat-Zone abgelöst. Die charakteristischen Biofazies des Riffkerns sind eine *Microsolena*-Biofazies und eine *Acanthochaetetes/Stylothalamia*-Biofazies.
   Das Reef Flat besteht aus drei Fazieszonen, in denen caprinide Rudisten zu finden sind. Es lässt sich eine relativ niederenergetische Wackestone/Floatstone-Fazies, eine hochenergetische Beachrock-artige Grainstone-Fazies mit Rotalgen-Onkoiden und eine Aggregatkorn-Fazies mit Algen der Flora Vimport unterscheiden.
   c. Die Fazies der äußeren Plattform wird von einer Lagunen-Fazies des inneren Plattform-Bereichs abgelöst. Es lassen sich wieder drei Faziesbereiche unterscheiden. Es findet sich eine subtidale restriktive Mudstone-Fazies mit häufigen Tempestit-Lagen, verbunden mit Synräse-Strukturen und Stromatactis-artigen Hohlräumen. Eng verbunden mit diesem Bereich sind kleine Schlammhügel mit caprotiniden und requieniden Rudisten. Neben diesem weitgehend subtidalen Environment tritt eine inter- bis supratidale, Sebkha-artige Loferit-Fazies auf mit stromatolithischen Krusten.
   Alle Bereiche der inneren Plattform zeigen einen restriktiven Charakter und sind frühzeitig unter vadose Bedingungen gekommen.

3. An der Basis der Plattform-Karbonate finden sich resedimentierte Trias- und Jura-Sedimente, die ein erstes Aufbrechen des Diapirs von Villasana de Mena beweisen.
4. Die Karbonat-Plattform hat aufgrund von Funden der Algen der Flora Vimport und Orbitolinen der Arten *Conicorbitolina paeneconica, C. cuvillieri* und *Orbitolina concava* ein Vracon/Untercenoman-Alter, die unmittelbar überlagernden Sedimente der Becken-Fazies mit *Rotalipora appenninica, R. brotzeni* und *Praeglobotruncana stephani* besitzen ein Untercenoman-Alter.
5. Eine Karbonatfazies wie von Concejero wird auch am Ordunte-Stausee im Norden beobachtet und stellt aufgrund der vorhandenen Biogene keinen Faziestyp des Riffs dar, sondern es handelt sich um eine weiter verbreitete Fazies des terrigen-klastischen Inter- und Subtidals in diesem Raum.

# Villasana de Mena-Plattform
# Vracon

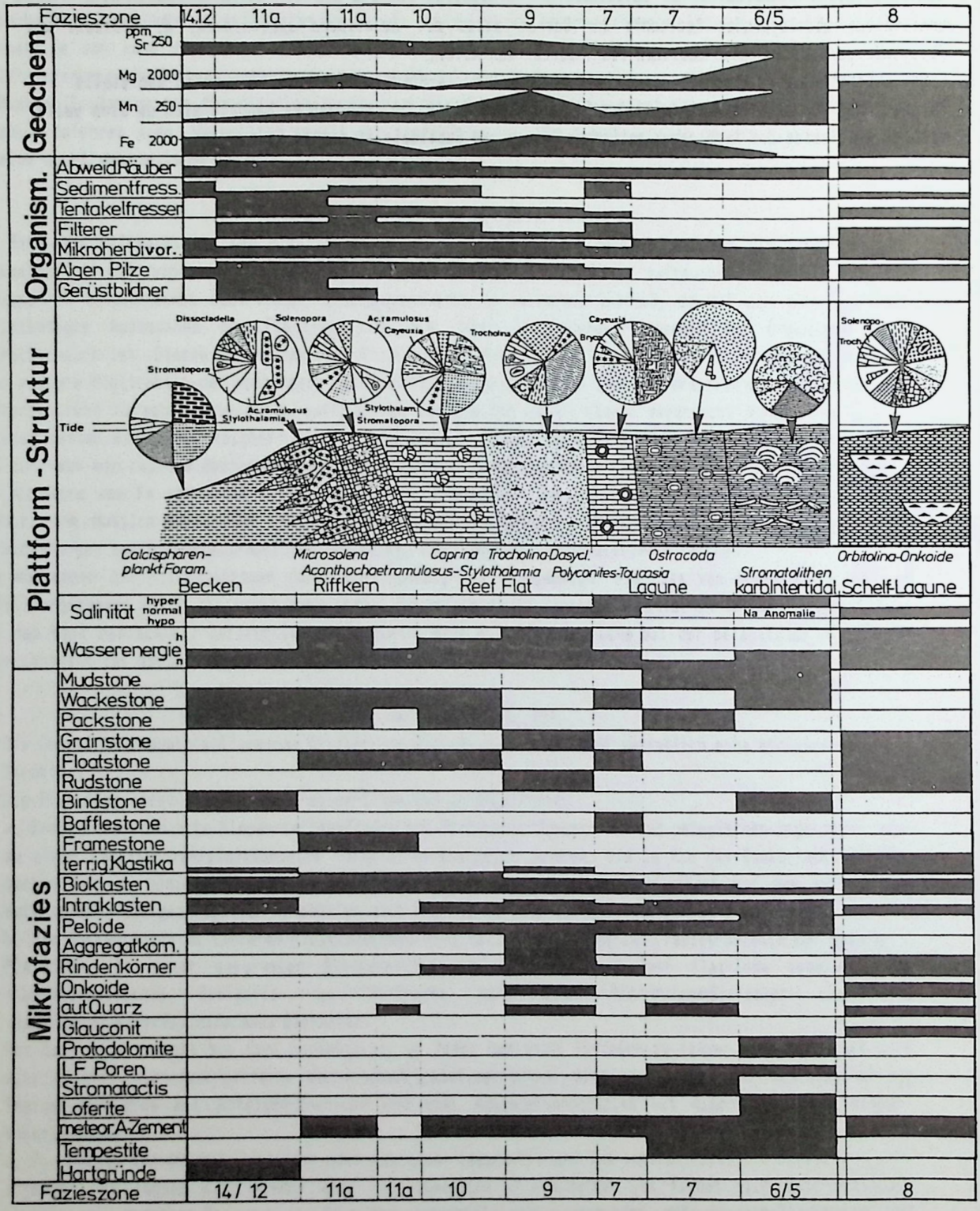



Abb. 82 Hypothetisches Faziesmodell basierend auf Bio- und Mikrofazies-Analysen. Die Fazieszone 8 entspricht der Karbonatfazies des Concejero-Profils und des Ordunte-Stausees.