

**DAS LORCA-BECKEN (OBERMIOZÄN, SE-SPANIEN) –
Faziesinterpretation, Sequenzstratigraphie, Beckenanalyse**

Von dem Fachbereich Geowissenschaften und Geographie
der Universität Hannover
zur Erlangung des Grades eines

DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN

Dr. rer. nat. -

genehmigte Dissertation
von

Dipl.-Geol. Frank Wrobel

geboren am 10.10.1965, in Wolfenbüttel

1999

Referent: Prof. Dr. D. Michalzik
Korreferent: Prof. Dr. R. Fischer

Tag der Promotion: 28.06.1999

ZUSAMMENFASSUNG

Im Lorca-Becken können für den Zeitraum des obersten Mittelmiozäns, Obermiozäns und untersten Pliozäns 5 Ablagerungssequenzen ausgegliedert werden. Als Steuerungsfaktoren werden eustatische Meeresspiegelschwankungen angenommen.

Transgressive Phasen sind meist durch flachmarine bioklastische Sedimentation und vom Tortonium bis zum unteren Messinium durch unterschiedlich ausgeprägte *Porites-Tarbellastrea*-Rotalgen-Riffbildungen gekennzeichnet.

Hochstandsphasen sind in den meisten Fällen von grobklastischen, flachmarinen Fächerablagerungen oder zumindest von erhöhtem terrigenem Eintrag geprägt.

Tiefstandsphasen sind in randlichen Beckenbereichen oftmals als Schichtlücken dokumentiert, im Beckenzentrum bilden sich im Zeitraum der „Messinischen Salinitätskrise“ Evaporite.

Tektonische Bewegungen haben zeitweise großen Einfluß auf das eustatisch gesteuerte Sedimentationsgeschehen. Prägendes tektonisches Element ist dabei die Alhama de Murcia - Verwerfung.

Erhöhte Subsidenz führt im oberen Tortonium zu einem schnellen Meeresspiegelanstieg und einem relativ hohen Meeresspiegelstand. In der späten Hochstandsphase kommt es entlang der Alhama de Murcia - Verwerfung sogar zur Bildung von „keep up reefs“. Die Riffe wachsen auf inaktiven Deltaloben oder zwischen einzelnen Fächern. Durch die synsedimentäre tektonische Aktivität ergibt sich in diesem Zeitraum eine insgesamt stark asymmetrische Verteilung von Faziesmustern und Schichtmächtigkeiten. Ein relativ niedriger Meeresspiegelstand im Messinium und ein vergleichsweise frühes Ende mariner Sedimentation im höchsten Messinium kann hingegen als Folge der Heraushebung der Betischen Kordillere angesehen werden. Das Auftreten beckenweit korrelierbarer Sedimentationszyklen 4. Ordnung (z.T. „Hochfrequente Sequenzen“) im unteren Messinium kann vermutlich auf gegenläufige tektonische Bewegungen (Heraushebung der Betischen Kordillere und zeitgleich Subsidenz innerhalb des Lorca-Beckens) zurückgeführt werden. Dagegen erscheint eine eustatische Steuerung vor dem Hintergrund komplexer tektonischer Bewegungsabläufe kaum möglich.

Lokal entwickelte Sedimentationszyklen 4. und höherer Ordnung werden grundsätzlich auf becken-dynamische (Subsidenz) oder lokale, faziesdynamische Prozesse zurückgeführt. Die Annahme einer hochfrequenten eustatischen Steuerung kann v.a. für Zyklen 5. und höherer Ordnung für das Lorca-Becken nicht bestätigt werden.

ABSTRACT

The uppermost Middle Miocene, Late Miocene and lowermost Pliocene of the Lorca Basin is subdivided into five depositional sequences attributed to eustatic sea level changes.

Transgressive phases are mostly represented by shallow marine bioclastic sedimentation. Especially Tortonian to lower Messinian times are characterized by distinct *Porites-Tarbellastrea*-redalgae-reef buildings.

Concerning the Highstand phases coarse clastic shallow marine fan deposits or at least increasing terrigenous supply are the characteristic features.

Lowstand phases in basin marginal areas often display lacks of sedimentation, whereas during the „Messinian Salinity Crisis“ evaporites were deposited in the basin centre.

The overall eustatic controlled sedimentation temporarily was influenced by tectonics. The predominant tectonic element is the Alhama de Murcia - fault.

In the Upper Tortonian increasing subsidence leads to a rapid sea level rise and a high sea level amplitude. During the late Highstand phase even „keep up reefs“ developed along the Alhama de Murcia - fault. Reef growing occurs on inactive delta lobes or between single fans. During this time period synsedimentary tectonic activity causes strong asymmetric facies patterns and bed thickness. Relative low sea level in the Messinian and a comparative untimely termination of marine sedimentation in the Uppermost Messinian can be related to the uplift of the Betic Cordillera. The occurrence of basinwide correlative 4th order sedimentary cycles („high-frequency sequences“) in the Lower Messinian are assumed to be attributed to contrary tectonic movements (uplift of the Betic Cordillera and simultaneous subsidence within the Lorca Basin). According to the complex tectonism an eustatic control of these 4th order cycles seems to be scarcely possible.

Local 4th and higher order sedimentary cycles were caused fundamentally due to basin dynamics (subsidence) or local facies dynamics. The Assumption of high-frequency eustatic control for 5th and higher order cycles cannot be confirmed for the Lorca Basin.

Keywords: Obermiozän; Südost-Spanien; Lorca-Becken; Late Miocene; SE Spain; Lorca Basin

INHALTSVERZEICHNIS

I. EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG	1
1. GEOLOGISCHER RAHMEN	3
2. SEDIMENTATIONSZYKLEN IM NEOGEN SÜDOSTSPANIENS	6
II. ARBEITSKONZEPT	8
III. DAS LORCA-BECKEN	10
1. DIE SCHICHTFOLGE	11
1.1. UNTERE PRÄEVAPORITISCHE SERIE (UPS)	14
1.1.1. SORIANA-FORMATION	14
a. Soriana-Schichten	14
b. Ortillo-Schichten	16
1.1.2. PARILLA-FORMATION	20
a. Parilla-Kalkstein	20
b. Jarales-Mergel	30
c. Villar-Schichten	30
d. Tiemblos-Schichten	32
1.2. MITTLERE PRÄEVAPORITISCHE SERIE (MPS)	35
1.2.1. HONDO-FORMATION	35
a. Manilla-Kalkstein	35
b. Hondo-Mergel	49
c. Aledo-Schichten	54
d. Rufetes-Schichten	63
1.3. OBERE PRÄEVAPORITISCHE SERIE (OPS)	64
1.3.1. SERRATA-FORMATION (OPS)	64
a. Cautivos-Schichten	64
b. Varied-Member	76
1.4. EVAPORITISCHE SERIE (ES)	78
1.4.1. SERRATA-FORMATION (ES)	78
a. Nonihay-Schichten	78
b. Gypsum-Member	83
1.5. POSTEVAPORITISCHE SERIE (POS)	86
1.5.1. SERRATA-FORMATION (POS)	86
a. Caravaca-Schichten	86
b. Laminated-pelite-Member	89
1.5.2. EL PRADO-FORMATION	90
2. SEQUENZANALYSE UND TEKTONISCHE BEWEGUNGEN	91
3. BECKENANALYSE UND SEQUENZSTRATIGRAPHISCHES ABLAGERUNGSMODELL	110
4. DISKUSSION DER STEUERUNGSFAKTOREN UND SCHLUSSFOLGERUNGEN	115
IV. LITERATURVERZEICHNIS	120

Anlage 1: Geologische Karte der südwestlichen Umgebung von Aledo; E-Lorca-Becken

Anlage 2: Geologische Karte der Umgebung von Las Canales; SW-Lorca-Becken

Anlage 3: Geologische Karte der Umgebung von Los Raspajos; NW-Lorca-Becken

Anlage 4: Legende für Profildarstellungen

I. EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG

Anfang der 70er Jahre verursachte die Entdeckung von stellenweise über 2000 m mächtigen, messinzeitlichen Evaporiten (Abb.1) unter dem Mittelmeerboden (DSDP-Deep Sea Drilling Project, Hsü et al. 1978; ODP-Ocean Drilling Program, Kastens et al. 1990) eine bis heute andauernde, kontroverse geowissenschaftliche Diskussion. Insbesondere die unter dem Schlagwort „Messinische Salinitätskrise“ (Hsü et al. 1973) bekannte Theorie eines tiefen, ausgetrockneten Mittelmeerbeckens veranlaßte zahlreiche Wissenschaftler dazu, Forschungsarbeiten in den entsprechenden Evaporitvorkommen der Festlandsbereiche von Spanien, Italien, Sizilien und Zypern sowie Nordafrika und Israel durchzuführen (u.a. Dietz & Woodhouse 1988, Hsü 1988, Busson 1990, Field & Gardner 1991, Michalzik 1996,1997). Nicht zuletzt aufgrund des weit über den wissenschaftlichen Rahmen hinausreichenden Interesses an den Forschungsaktivitäten, entstand neben einer populärwissenschaftlichen Abhandlung (Hsü 1984) sogar ein Science Fiction-Roman (Jeschke 1981).



Abb.1: - Geologische Übersichtskarte des Mittelmeeres und angrenzender Festlandsbereiche mit Verbreitung messinzeitlicher Evaporite (umgezeichnet und ergänzt nach Reading 1996).

Für den Zeitraum des Obermiozän (Tortonium, Messinium) wird von einer einseitig gerichteten, marinen Verbindung vom Atlantik ins Mittelmeer im Bereich Südspaniens („Betische Straße“) und Nordafrikas („Rif Straße“) ausgegangen (Abb.2). Über diese Verbindungswege soll das tiefe, austrocknende Mittelmeerbecken mit den für die Bildung mächtiger Evaporite notwendigen Wassermassen versorgt worden sein. In einem besonders spektakulären Szenario von Müller (1986) und Müller & Hsü (1987) soll sich die „Betische Straße“ von den „Granada-Stromschnellen“ über kataraktartig verbundene Sedimentationsräume (u.a. das Lorca-Becken) bis zu den gigantischen finalen „Valencia-Wasserfällen“ erstreckt haben.

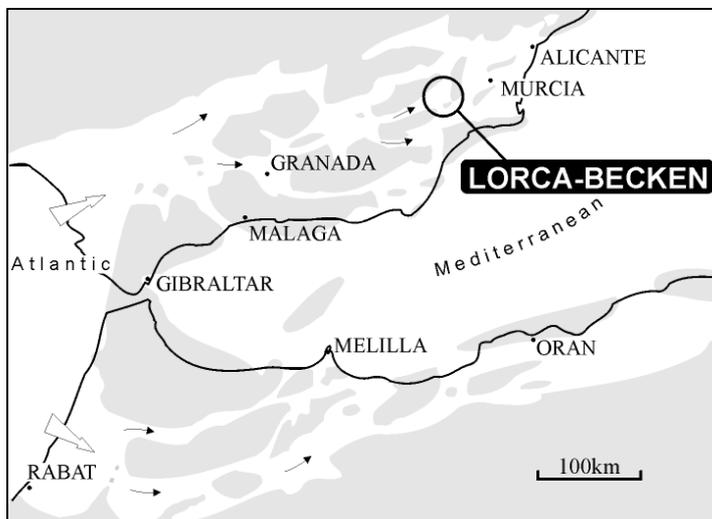


Abb.2: - Paläogeographische Karte Südspaniens und Nordafrikas mit Verbindungswegen (Betische Straße und Rif Straße) zwischen Atlantik und Mittelmeer etwa zur Zeit des Obermiozän. Grau kennzeichnet Festlandsbereiche, Pfeile markieren den einseitig gerichteten Durchfluß nach Müller (1986) und Müller & Hsü (1987) (ergänzt nach Esteban 1996). Die Lage des Arbeitsgebietes ist markiert.

Diese aufsehenerregenden Hypothesen entstanden zunächst in starker Anlehnung an die heutige Konfiguration des Mittelmeerraumes. Etwa seit Mitte der 80er Jahre geht man zunehmend davon aus, daß vor allem die Tiefe des rezenten Mittelmeeres aus starken, erst ab dem Pliozän einsetzenden Vertikalbewegungen abzuleiten ist und somit eine relativ junge Erscheinung darstellt (u.a. Fabricius et al. 1985, Montenat et al. 1987, Weijermars 1991). Neuerdings werden neben diesen strukturgeologischen Aspekten vermehrt auch sequenzstratigraphische Modellvorstellungen hinzugezogen (u.a. Sanz de Galdeano & Vera 1991, 1992, Esteban 1996, Esteban et al. 1996, Michalzik 1997).

Vor dem Hintergrund dieser Thematik arbeiten seit 1990 mehrere Arbeitsgruppen des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover im Rahmen von Detailkartierungen und Spezialuntersuchungen in verschiedenen Neogen-Becken Südostspaniens. Den bisher erzielten Forschungsergebnissen zufolge weisen die beobachteten Faziesmuster und nachweisbaren Sedimentationszyklen, entgegen früheren Vorstellungen, eher auf ein flaches Mittelmeerbecken hin. Ohne eindeutigen Beleg für einen innerhalb von Katarakt-Becken zu erwartenden, streng einseitig gerichteten sowie hochenergetischen Durchfluß werden die untersuchten Ablagerungen als westliche, vergleichsweise unspektakuläre Randbereiche des obermiozänen „Mittelmeeres“ angesehen (u.a. Michalzik et al. 1993, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994, 1997).

Als Teil der genannten Forschungsaktivitäten bildet die vorliegende Arbeit einen Schwerpunkt im Projekt „Sequenzentwicklung und Biofazies neogener Sedimente in Südost-Spanien“. Ziel ist die Erarbeitung eines allgemeingültigen sequenzstratigraphischen Ablagerungsmodells für das Obermiozän des Lorca-Bekens. Hierbei soll versucht werden, einzelne für die Entstehung von Sedimentationszyklen verantwortliche Steuerungsmechanismen (z.B. Eustasie, synsedimentäre Tektonik und Eigendynamik von Faziesräumen) herauszufiltern.

An dieser Stelle danke ich Herrn Prof. Dr. D. Michalzik¹ ganz herzlich für die Einführung in die Thematik sowie für die fachliche Betreuung und stete Diskussionsbereitschaft.

Herrn Dr. F. Guillén Mondéjar² möchte ich für die zahlreichen Hinweise bei gemeinsamen Geländebegehungen und für seine Hilfsbereitschaft bei der Literaturrecherche in Murcia danken.

Herrn Prof. Dr. R. Fischer³ danke ich für die Einführung in die Bestimmung der Makro- und Spurenfossilien.

Für die ausgesprochen anregenden Diskussionen zum Thema und die freundschaftliche Atmosphäre in Aledo danke ich den ehemaligen Diplomanden M. Hartmann, J. Steffahn, G. Bode und T. Jurkschat.

Meinem Freund Dipl. Geol. A. Skowronek danke ich für die ungezählten Ratschläge im Gelände und während der Erstellung der Arbeit.

Darüber hinaus möchte ich nicht versäumen allen nichtgenannten Personen zu danken, die in sehr vielfältiger Weise zur Fertigstellung der Arbeit beigetragen haben.

Mein ganz besonderer Dank gilt schließlich meiner Frau Susanne und meinen Söhnen, die mich -trotz permanenter Abwesenheit- noch als Familienangehörigen erkennen.

¹ Institut für Geologie der Ruhr-Universität Bochum

² Dpto de Química Agrícola, Geología y Edafología, Universidad de Murcia

³ Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover

1. GEOLOGISCHER RAHMEN

Die Betische Kordillere Südspaniens wird im NW von der variszischen Meseta und im SE vom Mittelmeer begrenzt. Zusammen mit der annähernd spiegelbildlichen Rif Kordillere Nordafrikas bildet sie den westlichsten Teil des zirkum-mediterranen alpidischen Faltengürtels. Die Gliederung der Betischen Kordillere basiert auf ihrem charakteristischen alpinotypen Deckenbau und umfaßt übergeordnet eine nördliche Externe Zone und eine südliche Interne Zone (Fallot 1948). Das lithologische Inventar reicht von Sedimenten bis zu hochmetamorphen Gesteinen des Präkambrium bis Tertiär.

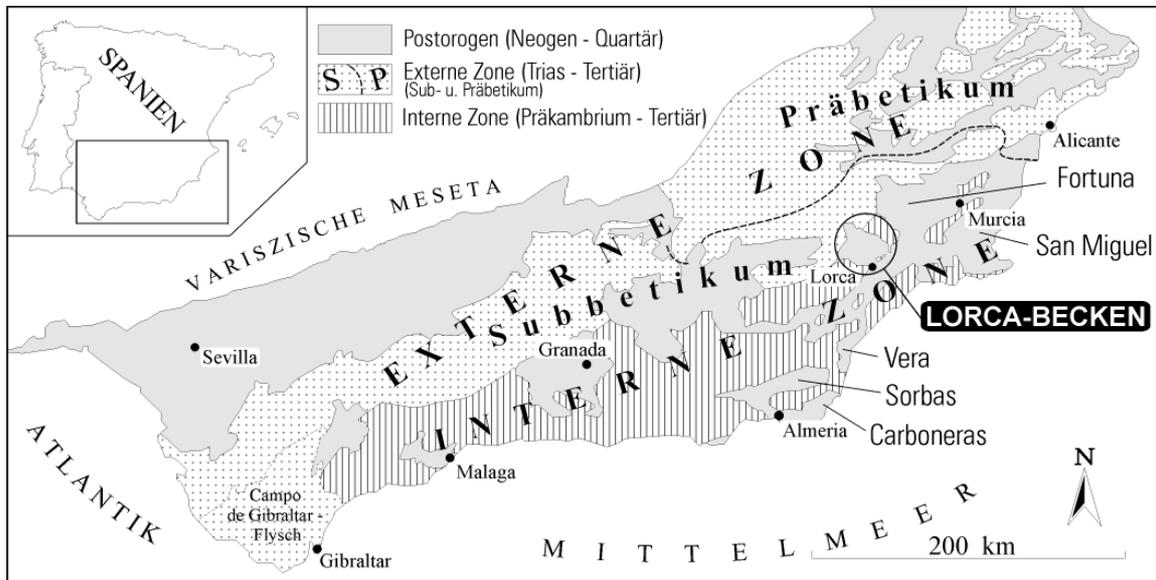


Abb.3: - Stark vereinfachte Geologische Karte der Betischen Kordillere mit Gliederung in Interne Zone und Externe Zone (Sub- und Præbeticum) und einigen Neogen-Becken (verändert nach van der Beek & Cloetingh 1992). Die Lage des Arbeitsgebietes ist markiert.

Die Schichtfolgen der nichtmetamorphen Externen Zone repräsentieren trias- bis tertiärzeitliche Ablagerungen des südlichen Kontinentalrandes der variszischen Meseta. Eine Untergliederung der Externen Zone in ein Prä- und Subbeticum sowie in eine zwischen diesen vermittelnde, turbiditische Hangfazies, die als intermediäre Einheit bezeichnet wird, erfolgt nach paläogeographisch-faziellen und strukturellen Gesichtspunkten (Vera 1983).

Mit Ausnahme ihres eindeutig allochthonen Charakters ist über die Paläogeographie der überwiegend paläozoisch-mesozoischen Einheiten der Internen Zone nur wenig bekannt (Mäkel 1985). Die drei wichtigsten Deckeneinheiten der unterschiedlich stark bis schwach metamorphen sowie stark deformierten Internen Zone sind der Nevado-Filabriden-, der Alpujarriden- und der Malaguiden-Komplex (u.a. Egeler 1964, siehe auch van der Beek & Cloetingh 1992). Ihre Untergliederung basiert auf unterschiedlichen tektonischen Entwicklungen und Metamorphosegraden.

Die sehr komplexe Entwicklungsgeschichte der Betischen Kordillere steht im engen Zusammenhang mit der Konvergenz zwischen iberischer und afrikanischer Platte und den daraus folgenden, mehrfach wechselnden Kompressions- und Dehnungsphasen (Sanz de Galdeano 1990, Weijermars 1991, van der Beek & Cloetingh 1992). Eine spätkreidezeitliche Phase der Subduktion afrikanischer unter iberische Kruste geht komplizierten, im ältesten Miozän einsetzenden Deckenbewegungen voraus (Biermann 1995, Zeck 1996). Im Aquitanium finden die Hauptdeckenüberschiebungen in der Internen Zone statt, wobei die Alpujarriden in nördliche und nordwestliche Richtung auf die Nevado-Filabriden überschoben werden. Im unteren Tortonium (oberes Miozän) werden die Einheiten des Subbeticums in Form von flachen nach NNW- oder NW-gerichteten Bewegungen sowohl auf die intermediären Einheiten als auch auf das Præbeticum überschoben (Weijermars 1991).

V.a. in der Internen Zone entsteht infolge von "strike-slip"-Bewegungen, die im Anschluß an die Hauptdeckenbewegungen einsetzen und bis heute andauern, ein kompliziertes System von Seitenverschiebungen (transcurrent shearzone; Larouzière et al. 1987, 1988 und Montenat et al. 1987). Einer NW-SE gerichteten Haupteinengungsrichtung (σ_1) entsprechend sind neben primären NE-SW verlaufenden sinistralen Verwerfungssystemen auch sekundäre NW-SE und E-W-Verschiebungen mit dextralem Bewegungssinn entwickelt. Im Verlauf der tektonischen Aktivität kommt es entlang vieler Verwerfungen auch zu unterschiedlichen Vertikalbewegungen. Mit Verschiebung der Haupteinengungsrichtung (σ_1) nach N-S im obe-

ren Tortonium und nach NNW-SSE im mittleren Pliozän ändert sich jedesmal auch der Charakter einiger Verwerfungen (Abb.4).

Im mittleren und oberen Miozän dominieren innerhalb der „transcurrent shearzone“ insgesamt eher distensive tektonische Bewegungen, so daß es zur Bildung intramontaner Teilbecken kommt. Diese sog. Neogen-Becken werden v.a. im Obermiozän mit überwiegend marinen Sedimenten aufgefüllt (u.a. Bousquet 1979, Montenat et al. 1987, van der Beek & Cloetingh 1992). In Abhängigkeit von der Haupteinengungsrichtung (σ_1) stehen einige Ablagerungsräume unter überwiegend transpressiven (Kompression), andere unter vorherrschend transtensionalen (Dehnung) Einflüssen. Diesen tektonischen Rahmenbedingungen entsprechend werden sog. „wrench furrows“, das sind schmale, langgestreckte Synklinen oder Furchen, von breiteren Rhombgräben („rhomb-grabens“) oder „pull-apart“-Becken unterschieden (Abb.4).

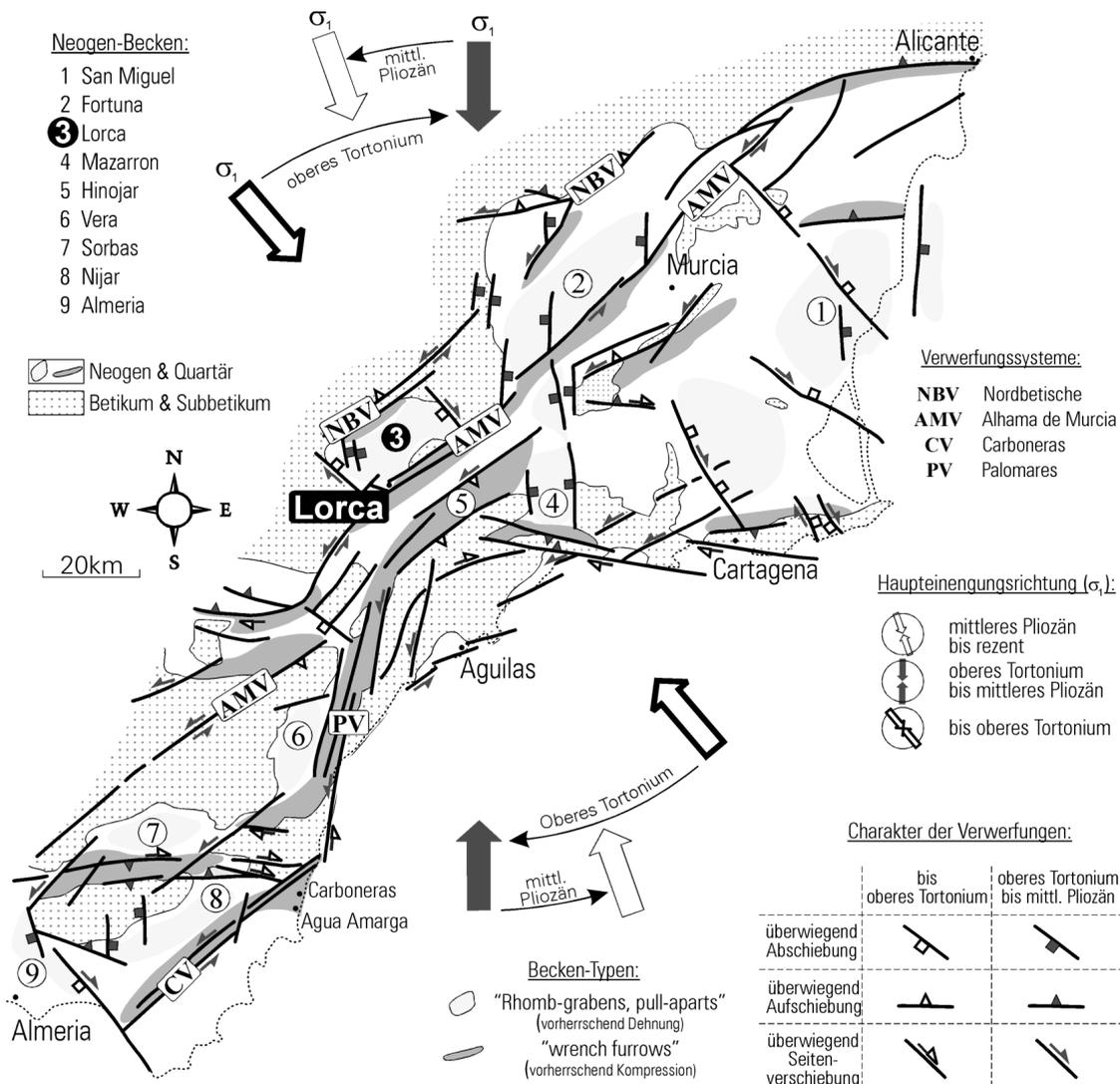


Abb.4: - Schematisierte strukturelle Karte Südostspaniens mit den bedeutendsten Verwerfungssystemen und Neogen-Becken sowie unterschiedlichen Haupteinengungsrichtungen (σ_1) vom Tortonium bis rezent. Beachte die Änderung der Haupteinengungsrichtung (σ_1) im oberen Tortonium und mittleren Pliozän (dicke Pfeile), die jedesmal u.a. auch zur Änderung des Charakters einiger Verwerfungen führt (umgezeichnet und ergänzt nach Montenat et al. 1987 und Larouzière et al. 1988).

Frühestens ab dem höchsten Tortonium (Docherty & Banda 1995, Riding et al. 1998) und spätestens ab dem frühen Messinium (Cloething et al. 1992, Vissers et al. 1995) kommt es im Anschluß an die überwiegend distensiven tektonischen Bewegungen zur Heraushebung („uplift“) von großen Teilen der Betischen Kordillere. Im Messinium ist unterschiedlich starke Subsidenz im Bereich der Betischen Kordillere lediglich auf Teilbereiche einzelner Neogen-Becken beschränkt (Vissers et al. 1995, Docherty & Banda 1995, Zeck 1996).

Etwa ab dem Pliozän wird nunmehr die gesamte Betische Kordillere (einschließlich Sedimentfüllung der Neogen-Becken) verstärkt herausgehoben, so daß die Ablagerungen des Neogen heute in Höhenlagen bis 1000m angetroffen werden. Im Verlauf der Hebung werden die neogen- bis quartärzeitlichen Schichtfolgen intensiv deformiert. Die Deformationserscheinungen reichen von leichten Verstellungen über steile Aufrichtungen bis hin zur Ausbildung vertikaler Faltenachsen.

Nach Montenat et al. (1987, 1990b) und Michalzik (1994, 1997) besteht die teilweise über 2000m mächtige Schichtfolge des Neogen SE-Spaniens aus geringmächtigen grobklastisch-terrestrischen Basissedimenten, die von mächtigeren feinklastischen und karbonatischen, marinen Ablagerungen des Tortonium überlagert werden. Im Messinium folgen überwiegend kalkige, marine Sedimente sowie Evaporite der "Salinitätskrise" (S.1). In Abhängigkeit von der jeweiligen Position einzelner Becken endet die marine Sedimentation im höheren Messinium oder im Pliozän (Michalzik 1994, 1997).

Die Gliederung der Schichtfolge des Neogen wird üblicherweise unter lithofaziellen Gesichtspunkten vorgenommen. Michalzik (1994) betont, daß alle Neogen-Becken sowohl untereinander als auch in einzelnen Teilbereichen ausgesprochen differenzierte Faziespektren zeigen. Obwohl somit jedes Becken ganz charakteristische Eigenheiten aufweist, läßt sich eine generalisierte Schichtfolge konstruieren, in der übergeordnete Faziestrends ablesbar sind (Abb.5).

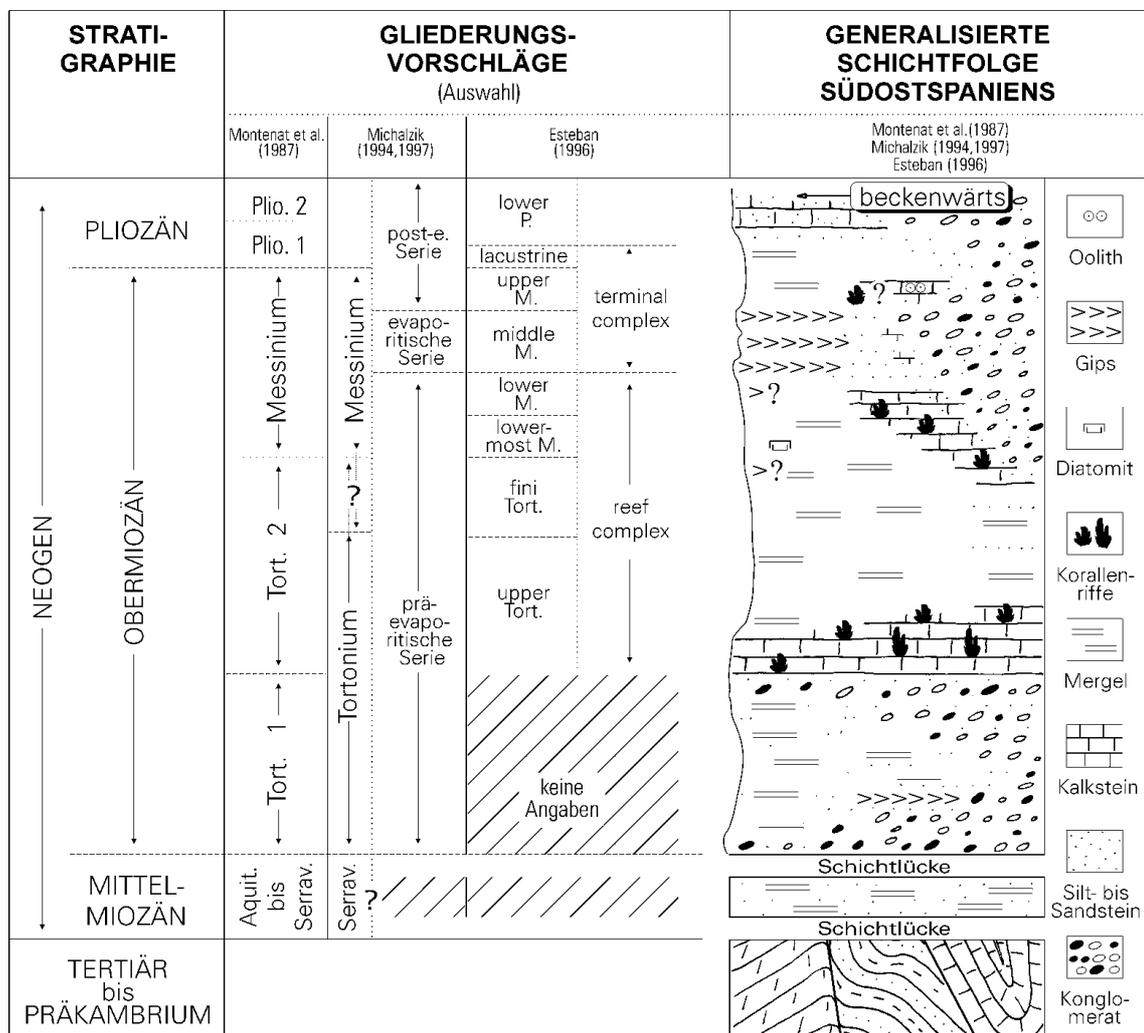


Abb.5: - Generalisierte Schichtfolge des Neogen Südostspaniens mit übergeordneten Faziestrends und unterschiedlichen Gliederungsvorschlägen verschiedener Autoren.

2. SEDIMENTATIONSZYKLEN IM NEOGEN SÜDOSTSPANIENS

Bis Ende der 80er Jahre stehen bei einem Großteil der geologischen Forschungen im Neogen SE-Spaniens strukturgeologische Aspekte im Vordergrund. Neuerdings wird die obermiozäne Schichtfolge zusätzlich mit modernen sequenzstratigraphischen Untersuchungsmethoden hinsichtlich eines zyklischen Aufbaus⁴ untersucht.

Sedimentationszyklen werden sequenzstratigraphischen Modellvorstellungen zufolge entsprechend ihrer Zeitdauer und Schichtmächtigkeit hierarchisch gegliedert. Unabhängig von der Größenordnung werden traditionell vorzugsweise eustatische Steuerungsfaktoren angenommen. Angesichts der komplizierten strukturellen Entwicklung SE-Spaniens und der deutlichen Faziesdynamik innerhalb der Neogen-Becken sollten die konventionellen Modellvorstellungen um diesbezügliche Steuerungsmechanismen (relative Meeresspiegelschwankungen) ergänzt werden (Abb.6).

Die in Anlehnung an Revelle (1990) entsprechend erweiterten Modellvorstellungen lassen u.a. den Zusammenhang zwischen Steuerungsfaktoren von Sedimentationszyklen und deren räumlicher Verbreitung erkennen. Darüber hinaus wird deutlich, daß speziell im Bereich hochfrequenter Sedimentationszyklen die unterschiedlichsten Steuerungsfaktoren möglich sind. Um einzelne Signale herausfiltern zu können, sollten in jedem Falle überregionale und globale Vergleichsdaten herangezogen werden.

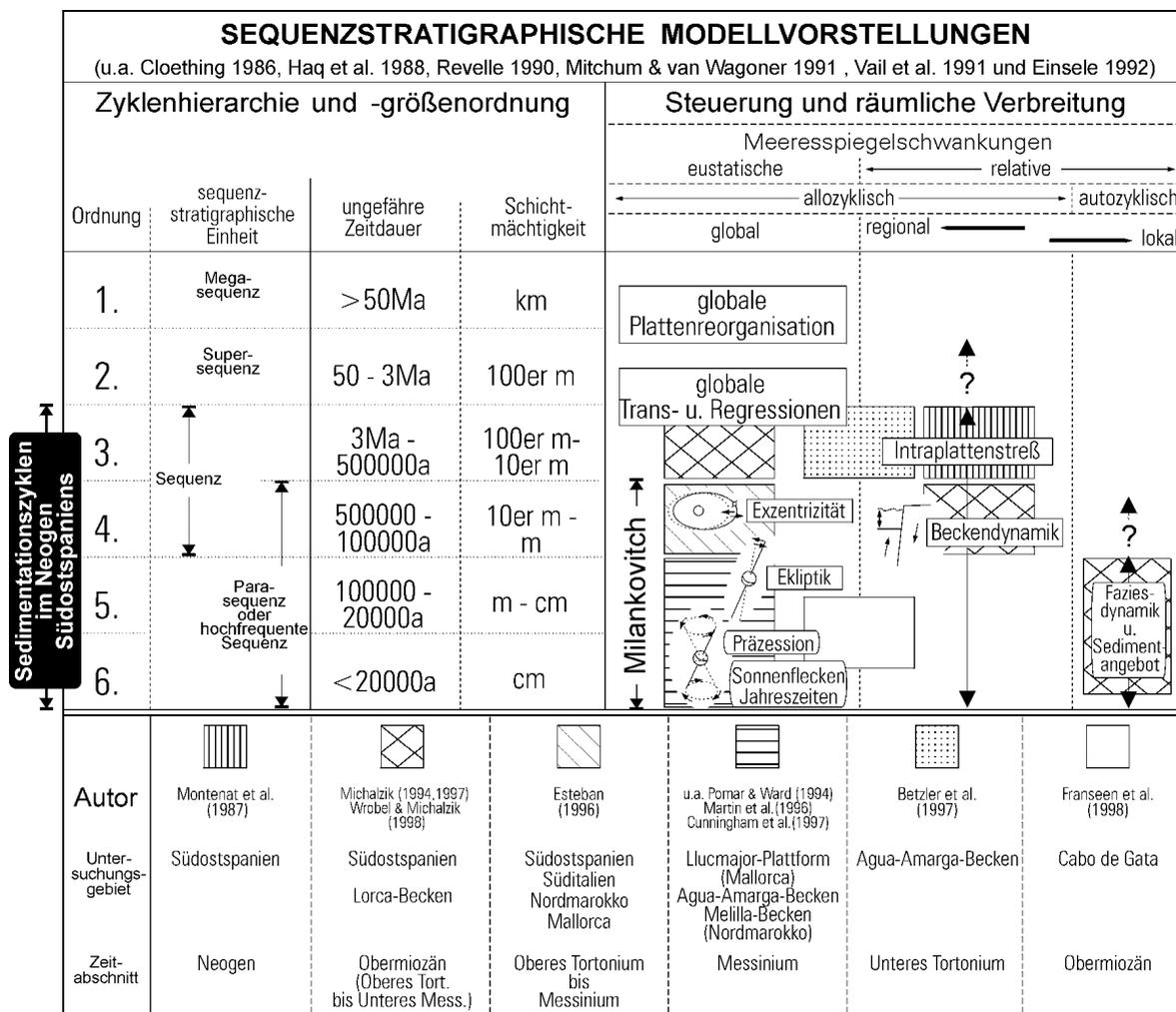


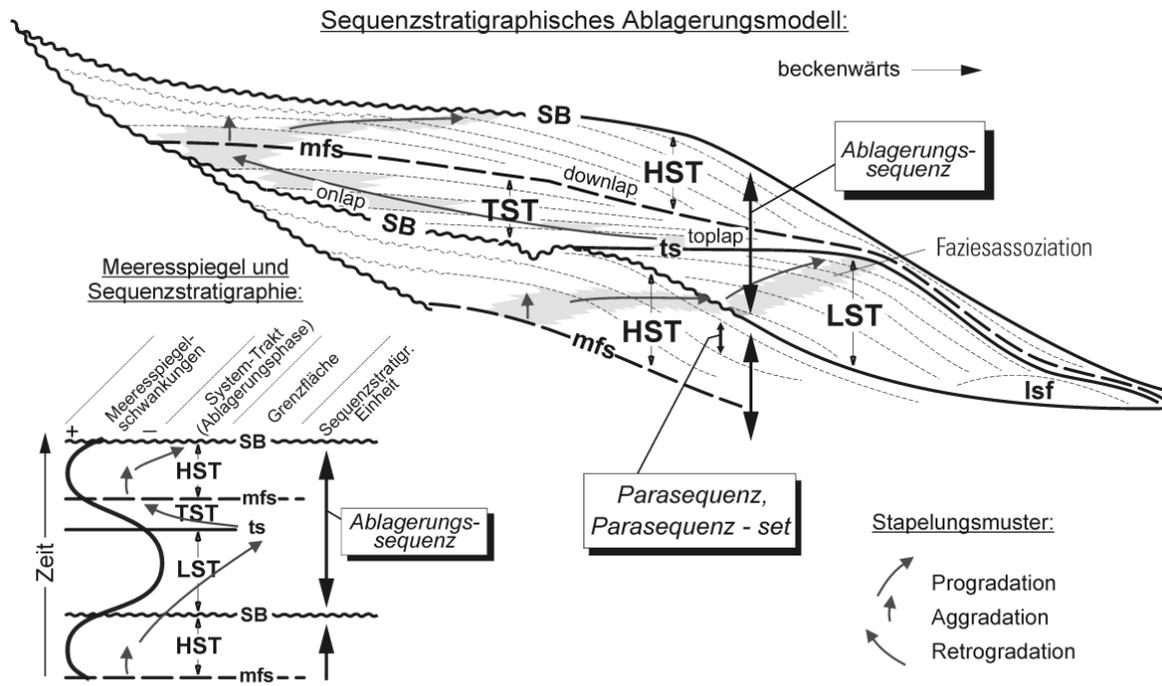
Abb.6: - Die Steuerungsfaktoren nach traditionellen sequenzstratigraphischen Modellvorstellungen wurden um relative Meeresspiegelschwankungen ergänzt. Die Abb. verdeutlicht den Zusammenhang zwischen Steuerung und räumlicher Verbreitung von Sedimentationszyklen. Dementsprechend können speziell im hochfrequenten Bereich unterschiedlichste Faktoren Einfluß nehmen.

Größenordnungen und postulierte Steuerungsfaktoren von Sedimentationszyklen im Neogen SE-Spaniens sind nach Autoren markiert. Beachte, daß die sehr vielfältigen Vorstellungen (v.a. die Annahme eustatischer Steuerungen 5. und höherer Ordnung) nicht immer in Relation zur Größe der jeweiligen Untersuchungsgebiete stehen.

⁴ Von zyklischem Aufbau spricht man, wenn sich in identischer oder ähnlicher Form wiederholende Abfolgen von mehr als zwei Faziestypen vorliegen.

II. ARBEITSKONZEPT

Ein sequenzstratigraphisches Ablagerungsmodell (Abb.8) für das Obermiozän des Lorca-Beckens zu entwickeln, ist eines der Ziele der Arbeit. Auf der Grundlage eines derartigen Modells wird versucht, mögliche Steuerungsmechanismen abzuschätzen und dominierende Signale herauszufiltern.



Definitionen:

↑	~ / - - -	Diskordanz - Fläche, die jüngere von älteren Schichten trennt und die deutliche Schichtlücken markiert, die durch Erosion (v.a. subaerisch, z.T. submarin) erzeugt wurden. Besonders gut erkennbar bei zusätzlicher tektonischer Verstellung der älteren Schichten. Geht beckenwärts in Konkordanz über. Beachte: nicht jede Diskordanz ist eine Sequenzgrenze.
	— / - - - -	Konkordanz - Fläche, die in ungestörter Übereinanderlagerung jüngere von älteren Schichten trennt. Gibt Hinweis auf mehr oder weniger ununterbrochene Sedimentation.
↓	~ SB —	Sequenzgrenze - (sequence boundary) Markiert Basis und Top von Ablagerungssequenzen (siehe dort) und bildet sich bei absinkendem relativen Meeresspiegel. Stapelungsmuster oberhalb SB sind durch Retrogradation bzw. onlap charakterisiert.
	— mfs —	Fläche maximaler Überflutung - (maximum flooding surface) Markiert Grenze zwischen TST und HST und kennzeichnet maximale Verbreitung offener mariner Verhältnisse. Bildet sich bei höchstem Stand des relativen Meeresspiegels. Stapelungsmuster oberhalb mfs sind durch Aggradation bzw. downlap charakterisiert.
	— ts —	Transgressionsfläche - (transgressive surface) Markiert Grenze zwischen LST und TST und kennzeichnet die erste marine Flutungsfäche nach maximaler Progradation. Bildet sich bei relativem Meeresspiegelanstieg. Fällt land-wärtig oftmals mit SB zusammen.
	- - - - -	Marine Flutungsfäche - Fläche, die jüngere von älteren Schichten trennt und entlang der eine abrupte Zunahme der Wassertiefe erfolgt. Markiert Grenze zwischen Parasequenzen.
	↔	Ablagerungssequenz - Konforme Abfolge genetisch verwandter Schichten, die von Diskordanzen oder deren korrelativen Konkordanzen begrenzt wird. Die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Ablagerungssequenzen bestehen aus LST, TST und HST, die jeweils von Parasequenz-sets gebildet werden.
	LST	Tiefstand-System-Trakt - (Lowstand Systems Tract) Entwickelt sich bei absinkendem relativen Meeresspiegel. Oftmals Bildung von "lowstand fans" (Isf). Mit Bezug auf den Entwicklungsverlauf wird nachfolgend auch der Begriff "Tiefstandsphase" verwendet.
	TST	Transgressions-System-Trakt - (Transgressive Systems Tract) Entwickelt sich bei schnell ansteigendem relativem Meeresspiegel; retrogradierende Stapelungsmuster sind typisch. Mit Bezug auf den Entwicklungsverlauf wird nachfolgend auch der Begriff "Transgressionsphase" verwendet.
	HST	Hochstand-System-Trakt - (Highstand Systems Tract) Entwickelt sich bei langsam ansteigendem, während eines hohen und bei nachfolgendem absinkendem relativem Meeresspiegel; aggradierende und progradierende Stapelungsmuster sind typisch. Mit Bezug auf den Entwicklungsverlauf wird nachfolgend auch der Begriff "Hochstandsphase" verwendet.
	← →	Parasequenz - Konforme Abfolge genetisch verwandter Schichten, die von marinen Flutungsfächen begrenzt werden. Eine Abfolge genetisch verwandter Parasequenzen wird als "Parasequenz-set" bezeichnet. Sind innerhalb von Parasequenz-sets bestimmte Stapelungsmuster erkennbar lassen sich System-Trakte definieren.

Abb.8: - Idealisiertes Sequenzstratigraphisches Ablagerungsmodell mit Grenzflächen, Stapelungsmustern und sequenzstratigraphischen Einheiten sowie einigen Definitionen. Dem dargestellten Modell liegen eustatische Meeresspiegelschwankungen und eine konstante Subsidenzentwicklung als Steuerungsfaktoren zugrunde. Zu Größenordnungen und weiteren Steuerungsfaktoren sequenzstratigraphischer Einheiten siehe Abb.6 (umgezeichnet und ergänzt nach Wilgus et al. 1988 und Haq et al. 1988).

Als Basis für die sequenzstratigraphische Interpretation dient ein möglichst detailliertes Bild lateraler und vertikaler Faziesentwicklungen, die mit Hilfe von Faziesinterpretationen aufgezeigt werden können. In diesem Sinne galt zunächst den Geländearbeiten ganz besondere Aufmerksamkeit. Umfangreiche Kartierarbeiten wurden durch Luftbildauswertungen unterstützt und in den Anlagen 1 bis 3 dokumentiert. Eine große Hilfe waren 9 Diplommkartierungen und -arbeiten (Dittert 1993, Schrader 1993, Skowronek 1993, Wrobel 1993, Bode 1994, Hartmann 1995, Jurkschat 1995a, Steffahn 1995, Metzger 1996), die fast 50 % des ca. 300 km² großen Lorca-Beckens im Maßstab 1:10.000 erfassen. Die aus diesen Detailkartierungen hervorgegangene lithostratigraphische Gliederung erwies sich als unentbehrliche Arbeitsgrundlage. Ergänzend zur lithostratigraphischen Einteilung wurde bereits bei den Geländearbeiten das Allostratigraphie-Konzept (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature [NACSN] 1983) umgesetzt. Damit wurde die Schichtfolge des Lorca-Beckens erstmals in übergeordnete allostratigraphische Großeinheiten gegliedert. Dies erwies sich im Hinblick auf die spätere sequenzstratigraphische Bearbeitung als sehr nützlich (Abb.9).

STRATI- GRAPHIE- KONZEPT	deskriptiv		interpretativ
	LITHOSTRATIGRAPHIE	ALLOSTRATIGRAPHIE (NACSN 1983) (Walker 1990, 1992)	SEQUENZSTRATIGRAPHIE (u.a. Wilgus et al. 1988)
EINHEITEN DEFINIERT DURCH	← lithofazielle Kriterien →	begrenzende Diskordanzen und deren korrelierbare Konkordanzen (Grenzflächen) →	
EINHEITEN BEGRENZT DURCH	← lithofazielle Wechsel →	Grenzflächen → ← einschließlich Grenzflächen-Charakter (SB, mfs, ts, ...) →	
WICHTIGE ASPEKTE	← Kartierbarkeit der Einheiten →	Berücksichtigung von Architekturelementen → ← annähernd chronologischer Rahmen → Berücksichtigung ← externer Steuerungsfaktoren → (v.a. Meeresspiegelschwankungen)	

Abb.9: - Das Allostratigraphie-Konzept (NACSN 1983) als ergänzendes Bindeglied zwischen Litho- und Sequenzstratigraphie. Die Darstellung verdeutlicht, daß das Allostratigraphie-Konzept bei Geländearbeiten umgesetzt werden kann und daß dem Konzept bereits wesentliche Aspekte der Sequenzstratigraphie zugrundeliegen. Um die spätere sequenzstratigraphische Bearbeitung zu erleichtern wurde die Schichtfolge des Lorca-Beckens nicht nur in lithostratigraphische Formationen sondern zusätzlich auch in allostratigraphische Großeinheiten (hier Serien) gegliedert.

Die allostratigraphischen Großeinheiten wurden in Anlehnung an die Neogen-Gliederung von Michalzik (1994) und mit Bezugnahme auf die messinzeitlichen Evaporite als Untere, Mittlere und Obere Präevaporitische sowie Evaporitische und Postevaporitische Serie benannt. Auf die Verwendung der speziellen Terminologie wurde bewußt verzichtet, da das Allostratigraphie-Konzept keine untergeordnete lithostratigraphische Einteilung vorsieht. Zudem konnten sich die Begriffe Allogruppe, Alloformation oder Allomember auch auf internationaler Ebene bislang nicht durchsetzen.

Die Untersuchungen konzentrieren sich insgesamt auf randliche Beckenbereiche. Sie lassen deutlich gegliederte Faziesräume erhoffen und sollten somit sequenzstratigraphisch gut interpretierbar sein. Dementsprechend wurden Profilaufnahmen schwerpunktmäßig in den östlichen, südwestlichen und nordwestlichen Randbereichen des Lorca-Beckens durchgeführt. 31 Profile wurden aufgenommen, beprobt und mikrofaziell bearbeitet. Für die Mikrofaziesanalysen wurden 673 Dünnschliffe und 20 Anschliffe hergestellt. Darüber hinaus wurden aus den Arbeiten von Michalzik (1994) die Profile Aledo (hier Aledo III, Abb.56) und Alto de los Secaños (Abb.59) sowie aus Hartmann (1995) die Profile Empuñadura (Abb.24) und Cortijo de la Rambla (Abb.26) neu interpretiert und ergänzend hinzugezogen. Eine zusätzliche systematische Aufnahme von Grenzflächen und Architekturelementen erfolgte direkt in Großaufschlüssen oder indirekt über Profilkorrelationen und Sequenzanalysen.

Im Rahmen der Fragestellung war eine eigene biostratigraphische Datierung nicht zwingend erforderlich, so daß mit Hilfe von Literaturangaben (v.a. Geel 1976, Montenat et al. 1990, Guillén Mondéjar 1994, Dittert et al. 1994, Jurkschat 1995b, Steffahn 1995 und Taberner et al. 1998) versucht wurde, die Einheiten erdgeschichtlich einzuordnen.

III. DAS LORCA-BECKEN

Das Lorca-Becken liegt im südlichen Teil der Provinz Murcia, etwa 140 km südwestlich von Alicante und befindet sich geologisch im Grenzbereich zwischen Interner (Betikum) und Externer Zone (Subbetikum) der Betischen Kordillere. Die überwiegend obermiozäne Beckenfüllung wird von den umrahmenden Grundgebirgseinheiten des Betikum und Subbetikum begrenzt und darüber hinaus von Ablagerungen des Pliozän bis Quartär im N und SE verdeckt. Der Kontakt zu den betischen Gebirgskomplexen im NE, SE und SW ist morphologisch gut ausgeprägt. Im Gegensatz dazu ist die Begrenzung zu den kreide- und tertiärzeitlichen Sedimenten des Subbetikum im NW nur unscharf ausgebildet (Abb.10).

Im Einflußbereich zweier bedeutender Verwerfungssysteme gelegen weist das Lorca-Becken Merkmale verschiedener Becken-Typen auf. Der sich zwischen Nordbetischer Verwerfung (NBV) im NW und Alhama de Murcia-Verwerfung (AMV) im SE erstreckende größere Bereich wird als „pull-apart“-Becken bezeichnet. Demgegenüber kann der sehr viel kleinere südöstliche Beckenteil, der unmittelbar entlang der AMV verläuft, als „wrench furrow“ angesehen werden (Montenat et al. 1987; vgl. Abb.4).

Einige Autoren betrachten die stark deformierte Schichtfolge innerhalb des „wrench furrows“ (nachfolgend auch als Scherzonenbereich bezeichnet) als allochthon, wobei horizontale Versatzbeträge von 15 bis 60 km diskutiert werden (Bousquet et al. 1979, Boccaletti et al. 1987 und Larouzière et al. 1988). Als Folge dieser Diskussion nimmt Guillén Mondéjar (1994) als südöstliche Begrenzung des Beckens den Betischen Gebirgskomplex der Sierra de la Tercia und kleinere Vorkommen nordöstlich von Lorca an. Larouzière et al. (1987), Montenat et al. (1990a) und Michalzik (1994, 1997) vermuten dagegen den südöstlichen Beckenrand, von pliozän- bis quartärzeitlichen Ablagerungen verdeckt, im Bereich des Rio Guadalentín (ehem. „Sierra de Guadalentín“). Obwohl eine präzise stratigraphische Zuordnung der Schichtfolge im Scherzonenbereich erschwert ist, wird sie in der vorliegenden Arbeit als südöstlicher Randbereich des Lorca-Beckens angesehen.

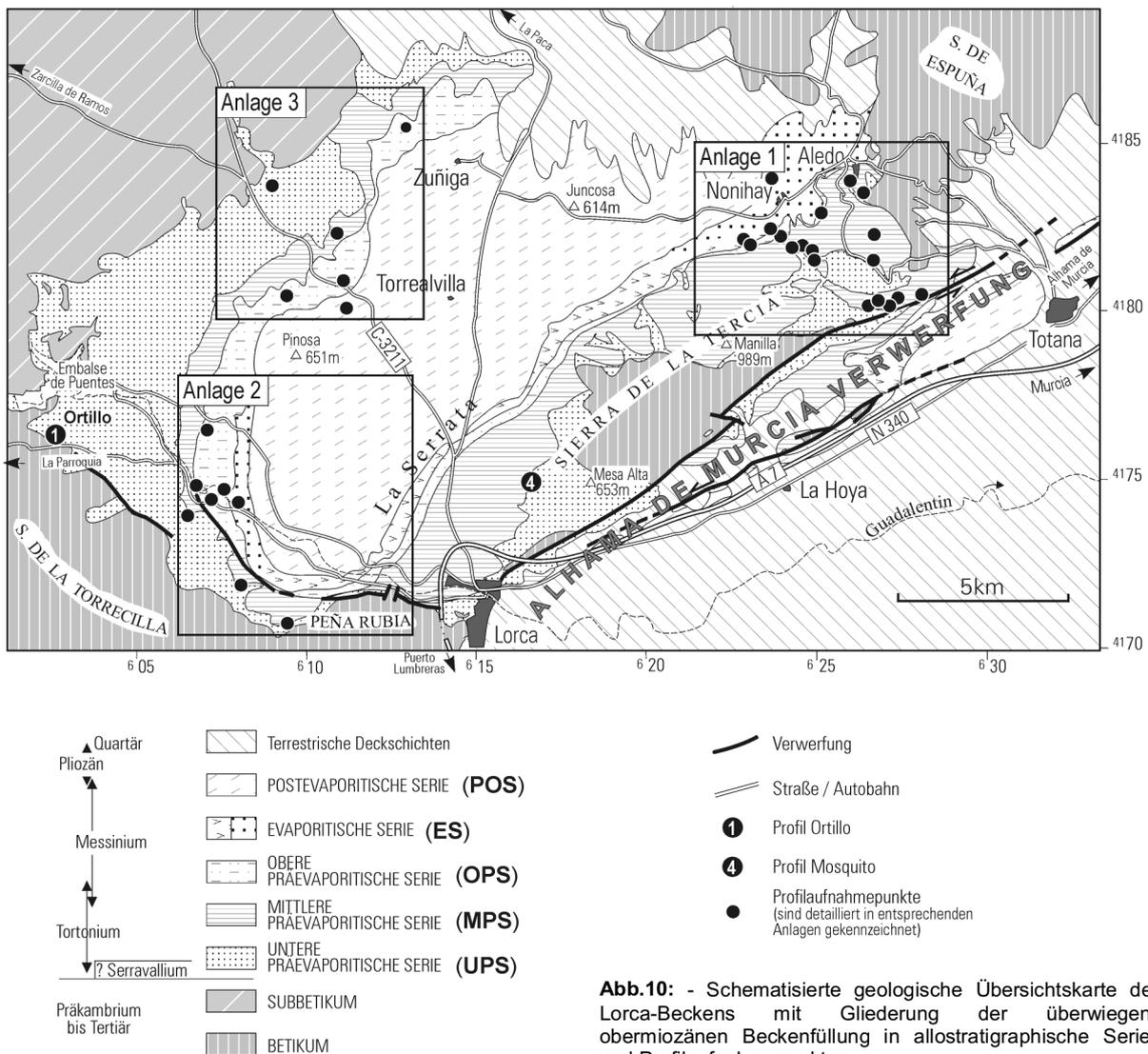


Abb.10: - Schematisierte geologische Übersichtskarte des Lorca-Beckens mit Gliederung der überwiegend obermiozänen Beckenfüllung in allostratigraphische Serien und Profilaufnahmepunkten.

Das semiaride Klima und fehlende Böden lassen nur einen spärlichen, natürlichen Bewuchs gedeihen. Infolgedessen herrschen insgesamt gute Aufschlußverhältnisse. Ein Großteil der Schichtfolge ist besonders gut in den nördlichen, südwestlichen und südöstlichen Randbereichen des Lorca-Beckens in tief eingeschnittenen und fast immer trockenen „barrancos“ oder „ramblas“ zugänglich. Dies ermöglicht sowohl detaillierte Profilaufnahmen als auch großmaßstäbliche Analysen von Architekturelementen. Im Gegensatz dazu beschränken sich die Aufschlüsse im westlichen Lorca-Becken auf nur wenige Abflußrinnen. Aus der morphologisch wenig gegliederten Verebnungsfläche zentraler Beckenbereiche treten nur der Serrata-Höhenzug und einige Tafelberge hervor.

1. DIE SCHICHTFOLGE

Die stellenweise weit über 1000 m mächtige neogene Beckenfüllung besteht aus kalkigen, mergeligen und karbonat- bis siliziklastischen Sedimentgesteinen sowie Evaporiten. Die Schichtfolge lagert diskordant auf Gesteinen des Betikum und Subbetikum. Das Alter der Ablagerungen wird im allgemeinen mit Mittelmiozän bis Pliozän angegeben, wobei der Großteil der Schichtfolge dem Obermiozän (Tortonium und Messinium) zuzurechnen ist (u.a. Kampschuur et al. 1972, Geel 1976, Montenat et al. 1990a, Pérez Lorente et al. 1992, Rodríguez Estrella et al. 1992, Guillén Mondéjar 1994, Dittert et al. 1994 und Michalzik 1994, 1997). Bislang erfolgte die Einteilung der Schichtfolge weitgehend nach lithofaziellen Unterscheidungsmerkmalen.

Kampschuur et al. (1972) geben mit der „Mapa Geológico de España, E.1:50.000, Explicación de la Hoya no. 953 (Lorca)“ erstmals eine Einführung in die Geologie des Lorca-Beckens. Sie gliedern die Schichtfolge in lithofazielle Kartiereinheiten.

Von Geel (1976) wird eine zusammenfassende Darstellung der Schichtfolge publiziert. Die sedimentologisch ausgerichtete Arbeit beschäftigt sich schwerpunktmäßig mit den entlang des Serrata-Höhenzuges anstehenden Ablagerungen des Messiniums. Sie definiert den untersuchten Abschnitt als Serrata-Formation und unterteilt in Varied-, Gypsum- und Laminated-pelite-Member.

Montenat et al. (1990a) geben einen zusammenfassenden Überblick über Stratigraphie, Paläogeographie und Tektonik des Lorca-Beckens. Die Einteilung der Schichtfolge erfolgt in Anlehnung an die Gliederung des Neogens Südostspaniens in Montenat et al. (1987, siehe Abb.5).

In mehreren Kurzfassungen veröffentlicht eine spanische Arbeitsgruppe (Pérez Lorente et al. 1992, Rodríguez Estrella et al. 1992, Mancheño Jiménez et al. 1992) eine Gliederung in 5 tektosedimentäre Großeinheiten (UTS: Unidades Tectosedimentarias), die zusätzlich in mehrere Formationen unterteilt werden.

Basierend auf sedimentpetrographisch-mineralogischen Untersuchungen beschreibt Guillén Mondéjar (1994) im Rahmen einer Dissertation die geologische Entwicklung des Lorca-Beckens. Er gliedert die Schichtfolge ebenfalls in UTS.

Bei Dittert et al. (1994) findet sich eine kurze Darstellung der messinischen Sedimentationszyklen im östlichen Teil des Lorca-Beckens. Die lithostratigraphische Einteilung in Manilla-, Hondo-, Serrata- und El Prado-Formation sowie mehrere untergeordnete Schichtglieder beruht auf Detailkartierungen im Maßstab 1:10.000.

Michalzik (1994, 1997) liefert im Rahmen fazies- und sequenzanalytischer Untersuchungen im Messinium Südostspaniens einen Beitrag zur Geologie des Lorca-Beckens. Die grobe Einteilung der Schichtfolge entspricht seiner Gliederung des Neogens Südostspaniens in Präevaporitische, Evaporitische und Postevaporitische Serie. Zusätzlich erhebt er die bei Dittert et al. (1994) definierten Formationen in den Gruppenstatus.

Eine mehrköpfige internationale Arbeitsgruppe (Taberner et al. 1998, Rouchy et al. 1998) führt Untersuchungen entlang des Serrata-Höhenzuges durch und publiziert Daten zu Stratigraphie sowie zu Sedimentations- und Diageneseprozessen in organogenen und evaporitischen Ablagerungen des Messinium. Sie übernehmen die für Sizilien geltende Gliederung und bezeichnen z.B. das Varied-Member (Geel 1976) als Tripoli-Unit.

Die Zusammenstellung der wichtigsten Gliederungsvorschläge der Schichtfolge des Lorca-Beckens verdeutlicht die ausgesprochen uneinheitliche Benennung und Alterseinstufung der lithofaziell sehr unterschiedlichen Gesteinseinheiten (Abb.11). In der vorliegenden Arbeit wurde nach Möglichkeit an bekannten Formations-Bezeichnungen festgehalten. Neue ortsbezogene Namen wurden nur in den Fällen eingeführt, wo sich identische oder ähnliche stratigraphische Bezeichnungen anderer Autoren den eigenen Befunden zufolge auf Schichtverbände völlig unterschiedlicher stratigraphischer Positionen beziehen (z.B. Manilla-Formation, Cuesta-Kalkstein/-Formation, siehe Abb.12).

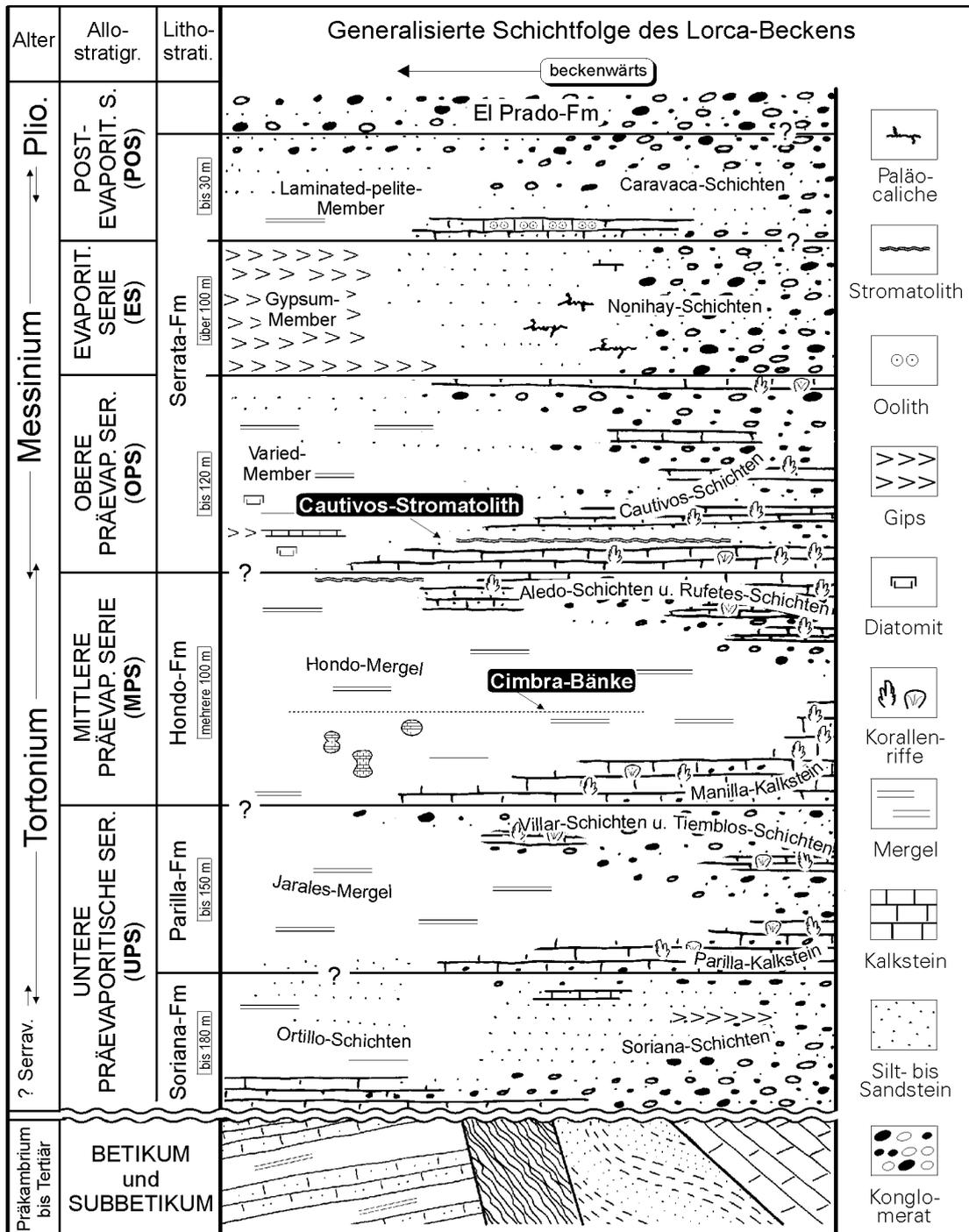


Abb.12: - Stark schematisierte Darstellung der Schichtfolge des Lorca-Beckens mit übergeordneter allostratigraphischer und untergeordneter lithostratigraphischer Gliederung. Wichtige Leithorizonte (Cautivos-Stromatolith und Cimbra-Bänke) sind markiert.

1.1. UNTERE PRÄEVAPORITISCHE SERIE (UPS)

Alter: - Aquitanium bis unteres Tortonium (Montenat et al. 1990a),
Burdigalium bis unteres Tortonium (u.a. Guillén Mondéjar 1994),
Serravallium bis unteres Tortonium (Dittert et al. 1994, Michalzik 1994).

Max. Mächtigkeit: - 330m

Liegendes: - Diskordanter Kontakt zu Gesteinen des Betikum und Subbetikum.

Hangendes: - Überwiegend diskordanter Kontakt zur **MPS**, lokal auch zur **OPS** (NW-Lorca-Becken, Anlage 3). Örtlich konkordanter Kontakt zur **MPS** (Jarales-Mergel-Hondo-Mergel, E-Lorca-Becken, Anlage 1).

Tektonische Schichtdeformationen: - Stark zerblockte Soriana-Schichten im nordwestlichen Teil des Lorca-Beckens. Im N der Sierra de la Peña Rubia (südwestlicher Teil des Lorca-Beckens) steil aufgerichtete Soriana-Fm. Im gesamten südwestlichen Teil des Lorca-Beckens zeigen insbes. die Ortillo-Schichten eine wenig komplexe und dennoch auffällige Klüftung. Im SW und NE der Sierra de la Tercia ist die **UPS** insgesamt „en echelon“ gefaltet und infolge kleinerer Horizontalverschiebungen zusätzlich zerblockt.

Formationen: - Soriana-Fm, Parilla-Fm; diese Zweiteilung ist im westlichen und nördlichen Teil des Lorca-Beckens lokal nicht immer erkennbar.

1.1.1. SORIANA-FORMATION

[nach dem „Corral de Soriana“ im NE der Sierra de la Tercia, siehe Anlage 1]

Alter: - Aquitanium bis unterstes Tortonium (Montenat et al. 1990a),
Burdigalium bis Serravallium (u.a. Guillén Mondéjar 1994),
Serravallium bis unterstes Tortonium (Dittert et al. 1994, Michalzik 1994).

Max. Mächtigkeit: - 180m

Liegendes: - siehe **UPS**

Hangendes: - Kontakt zur Parilla-Fm überwiegend diskordant, nördlich und südlich des Embalse de Puentes (westlicher Teil des Lorca-Beckens) auch konkordant. Lokal diskordanter Kontakt zu **MPS** und **OPS**.

Schichtglieder: - Soriana-Schichten, Ortillo-Schichten; die Einheiten sind im südwestlichen Lorca-Becken miteinander verzahnt.

a. Soriana-Schichten

[nach Skowronek 1993]

Alter, max. Mächtigkeit, Liegendes und Hangendes: - siehe Soriana-Fm

Vorkommen: - Die Soriana-Schichten sind vor allem im östlichen und südöstlichen Randbereich des Lorca-Beckens aufgeschlossen. Die Einheit verzahnt sich im SW-Lorca-Becken mit den Ortillo-Schichten (Anlage 2). Im nordwestlichen Lorca-Becken ist die Einheit nur reliktdartig vorhanden; das Erscheinungsbild der Einheit deutet hier auf eine starke tektonische Beanspruchung hin (s.o.).

Faziestypen: - Die Soriana-Schichten bestehen größtenteils aus Konglomeraten und Sand- bis Siltsteinen. Untergeordnet treten Tonsteine, Gipsgesteine, Mergel sowie Kalksteine und Kalksandsteine auf.

Konglomerate, Sandsteine, Siltsteine, Tonsteine und Gipsgesteine

Konglomerate treten vorzugsweise im basalen und höheren Teil auf, können teilweise die gesamte Schichtfolge ausmachen oder horizontweise in anderen Faziestypen eingeschaltet vorkommen. Die unterschiedlich mächtigen, rotbraunen Konglomerate sind massig bis grob horizontalgeschichtet sowie matrix- bis komponentengestützt und an der Basis (Basis-Konglomerat, Skowronek 1993) häufig brekziös ausgebildet. Die unterschiedlich gerundeten Komponenten bestehen aus betischen Gesteinsfragmenten in Fein- bis Grobkiesfraktion. Das Bindemittel ist karbonatisch. Auffällig ist das regelmäßige Auftreten von z.T. vollständig erhaltenen Austernschalen (\varnothing bis 10 cm) und Spuren von Bohrorganismen (*Lithophaga* sp.) in nahezu allen karbonatischen Geröllen. Im höheren Teil der Einheit findet man auch Seeigelfragmente (*Clypeaster* sp.). Insbesondere feinklastische Partien können lateral schnell in leicht schräggeschichtete rotbraune Sand- bis Siltsteine übergehen, die im Dünnschliff neben terrigenem Quarz und Gesteins-

fragmenten auffällig viele z.T. fragmentierte kleinwüchsige Foraminiferen aufweisen. Auch Bruchstücke von Rotalgen, Echinodermen, Serpelnröhren und Großforaminiferen sind erkennbar. Lokal können die Siltsteine in kaum verfestigte, siltige, rotbraune Tonsteine übergehen.

In der Umgebung der Typlokalität (siehe Anlage 1 und Abb.13A) folgen oberhalb ca. 50 m mächtiger Konglomerate bis zu 80 m mächtige, gleichmäßig gebankte (cm- bis dm-Bereich), graublau Sandsteine (Abb.13B). Diese bestehen aus betischen Gesteinsfragmenten, terrigenem Quarz, und Gipspartikeln in Silt- bis Feinkiesfraktion. Die Grundmasse besteht aus karbonatisch gebundenem Feinsediment oder Gips. Häufig ist der Gipsanteil so hoch, daß das Gestein als Gipsarenit oder massiger Gips bezeichnet werden kann. Einige Bänke sind gradiert oder zeigen durch lagenweise angereicherten Hellglimmer Schichtungsgefüge. Erkennbare Spurenfossilien können meist dem Ichnogenus *Planulites* zugeordnet werden. Im höheren Teil beschreibt Skowronek (1993) einen 2 bis 3 m mächtigen Horizont mit Fe- und Mn-Ooid-Anreicherungen unmittelbar unterhalb des Parilla-Kalksteins (Kap.2.1.1.a). Der gesamte feinklastische Abschnitt der Soriana-Schichten ist stark von Kluftgips durchsetzt.

Interpretation

Die beschriebenen Faziestypen sind insgesamt als Fächerablagerungen interpretierbar, wobei die grobklastischen Gesteinstypen überwiegend als Strömungsablagerungen, besonders im untersten Teil auch als Debrite gedeutet werden können. Der Fossilinhalt deutet auf vorherrschend subaquatische, flach-marine Verhältnisse hin. Ein kontinentaler Ablagerungsraum, wie er für die entsprechende „Formación Carraclaca“ (Guillén Mondéjar 1994) angenommen wird, kann nicht bestätigt werden. Die als Turbidite interpretierbaren gradierten Sandsteinbänke lassen größere Wassertiefen vermuten. Die Oolith-Vorkommen im höchsten Abschnitt dürften dagegen einen sehr flachen Bildungsraum repräsentieren.

Die Gipsgesteine werden als Umlagerungsprodukte aufgefaßt. Unklar bleibt allerdings, ob der Gips randlich gebildet und in tiefere Beckenbereiche umgelagert wurde oder ob er Abtragungsmaterial betischer Keupergipse darstellt.

Als Faziesmodell ist insgesamt ein „fan-delta“ (oder mehrere) denkbar, wobei proximale (grobklastische) und distale (feinklastische) Bereiche ausgliederbar sind.

Mergel

Wenige Km südlich Aledo (Cabezo de la Embetida, Anlage 1) sind im Kern einer Sattelstruktur bis zu 30 m mächtige, graugelbe bis graubraune und ungeschichtete sowie kaum verfestigte, siltige Mergel aufgeschlossen. Sie sind durch einen hohen Anteil an Hellglimmer gekennzeichnet. Der Reichtum an planktonischen und benthonischen Foraminiferen sowie an dünnchaligen Bivalven ist ebenso typisch. Als Einschaltungen finden sich dünne Siltsteinlagen. Der Übergangsbereich zu überlagernden Konglomeraten ist durch einen wenige dm mächtigen Sandstein gekennzeichnet.

Interpretation

Lithofazies und insbesondere Faunenassoziationen lassen auf einen küstennahen, marinen Ablagerungsraum schließen. Der hohe Hellglimmeranteil und die eingeschalteten Siltsteinlagen sind aus Fächerschüttungen ableitbar, wie sie z.B. im Bereich „Corral de Soriana“ (nur wenige km südwestlich der Mergelvorkommen) nachgewiesen sind (s.o.).

Kalksteine und Kalksandsteine

Kalksteine und Kalksandsteine treten innerhalb der Soriana-Schichten vorzugsweise im höheren Teil auf und sind meist als Einschaltungen in Sandsteinen oder Konglomeraten anzutreffen.

Einige Km südlich Aledo (Cabezo de la Embetida, Anlage 1) sind einige dm bis wenige m mächtige Horizonte massiger, brauner mitunter sandige Kalkarenite bis -rudite in Konglomerat eingeschaltet. Sie besitzen insgesamt einen hohen Anteil an Bioklasten; nur lokal treten Lagen betischer Feinkiesgerölle auf. Im Dünnschliff erkennt man neben unterschiedlichen terrigenen Anteilen Klasten von Rotalgen, Bryozoen, Gastropoden und Brachiopoden sowie Serpelnröhren und Echinodermenplatten und -stacheln. Die Grundmasse besteht aus Zement, so daß der Kalkstein mikrofaziell als bioklastischer Grainstone bis Rudstone bezeichnet werden kann.

In der südwestlichen Sierra de la Tercia kommen bis zu 10 cm dicke Bänke aus braunem, feinkörnigem Kalkarenit und hartem Kalkmikrit vor. Hier tritt unmittelbar am Top der Soriana-Schichten auch ein bioklastischer Kalksandstein bis sandiger Kalkarenit auf (Profil Mosquito, Abb.26).

Der feinkörnige Kalkarenit weist im Dünnschliff als Hauptkomponente meist zerbrochene Schalen

planktonischer Foraminiferen in Feinsandfraktion auf. Andere, nicht näher bestimmbare Bioklasten, terrigener Quarz und betische Gesteinsfragmente sind untergeordnet vertreten. Die Grundmasse besteht aus Mikrit, so daß der Kalkarenit mikrofaziell als sandiger Foraminiferen-Packstone bezeichnet wird.

Der maximal 10 cm dicke, graue Kalkmikrit besteht aus einer teilweise sparitisierten, mikritischen Grundmasse und enthält nur wenig terrigenen Quarz. Auffälligste Merkmale sind intensive Bioturbation und stellenweise auftretende Anreicherungen linsenförmiger, länglicher Kalzitkristalle, die als Kalzitpseudomorphosen nach Gips gedeutet werden (Abb.14). Mikrofaziell ist der Kalkmikrit ein teilweise sparitisierter Mudstone mit Kalzitpseudomorphosen nach Gips.

Der bis zu 110 cm mächtige, schlecht klassierte, bioklastische Kalksandstein bis sandige Kalkarenit wird am Top erosiv vom Parilla-Kalkstein gekappt. Er besteht aus Gesteinsfragmenten, Quarz und Bioklasten (Bivalven und Balaniden), ist meist massig und zeigt nur im unteren Teil leicht bogige Schrägschichtungsgefüge. Feinkonglomeratlinsen sind in verschiedenen Niveaus eingeschaltet. Ab dem mittleren Teil treten vermehrt *Planulites*-Spurenfossilien auf, die im obersten Teil von *Thalassinoides* abgelöst werden. Am Top sind nicht selten angerundete betische Gerölle bis 1,5 cm Ø zu finden. Im Dünnschliff sind als Komponenten neben betischen Gesteinsfragmenten und terrigenem Quarz unterschiedliche Anteile verschiedener Bioklasten erkennbar. Es handelt sich hauptsächlich um Rotalgen, benthonische Großforaminiferen, Balaniden und Echinodermen. Daneben sind auch planktonische Foraminiferen, Bryozoen und Bivalven erkennbar. Die teilweise ausgewaschene Grundmasse besteht aus karbonatisch gebundenem Feinsediment. Je nach terrigenem Anteil handelt es sich mikrofaziell um einen Litharenit mit Bioklasten oder einen sandigen bioklastischen Grainstone.

Im nördlichen Teil des Lorca-Beckens werden nur die oberen 30 m der ansonsten typisch siliziklastisch ausgebildeten Soriana-Schichten von undeutlich gebankten, gelbbraunen Kalkareniten und -ruditen gebildet. Sie fallen durch einen hohen Gehalt an maximal feinkiesigen, gerundeten, z.T. länglichen Bryozoen- und Rotalgenfragmenten auf. Die meisten Bänke sind horizontalgeschichtet, einige deutlich gradiert. Im Dünnschliff erkennt man neben den genannten Fossilien Klaster von Bivalven, Balaniden und Echinodermen. Untergeordnet auftretende Quarz- und Kalksandsteingerölle wurden als terrigene Komponenten subbetischer Einheiten gezählt. Mikrofaziell ist das karbonatisch zementierte Gestein als teilweise gradierter bioklastischer Grain- bis Rudstone zu bezeichnen.

Interpretation

Die meisten Karbonatgesteine kennzeichnen einen flachmarinen Ablagerungsraum (z.B. Karbonatplattform oder Rampe) mit deutlichem terrigenem Einfluß. Teilweise wurde abgelagertes Material (Kalkpartikel und terrigene Komponenten) in größere Wassertiefen umgelagert und so vermischt. Entsprechende Merkmale zeigen insbesondere die als Kalkturbidite interpretierbaren gradierten Kalkarenite- bis rudite aus dem nördlichen Teil des Lorca-Beckens.

Der Kalkmikrit mit Kalzitpseudomorphosen nach Gips belegt für den südwestlichen Teil der Sierra de la Tercia subaquatische Evaporitbildungen (oberes Intertidal) und damit zeitweise hypersalinare Bedingungen.

b. Ortillo-Schichten

[nach der Lokalität „Ortillo“, südlich des Embalse de Puentes; siehe Abb.10]

Alter, Liegendes und Hangendes: - siehe Soriana-Fm

max. Mächtigkeit: - 150m

Vorkommen: - Die Ortillo-Schichten bilden im südwestlichen und westlichen Teil des Lorca-Beckens (v.a. bei der Typlokalität, Abb.10) morphologisch eine Verebnungsfläche mit kleineren Hügeln. Im SW-Lorca-Becken (Anlage 2) Verzahnung der Einheit mit Soriana-Schichten.

Faziestypen: - Im Gegensatz zu den Soriana-Schichten dominieren karbonatische Faziestypen. Es handelt sich um Kalksteine (Kalkarenit, Schillkalk) und Mergel. Untergeordnet treten Konglomerate und Kalksandsteine auf.

Kalksteine (Kalkarenit, Schillkalk)

Bei der Typlokalität bilden Kalksteine zusammen mit eingeschalteten Konglomeratbänken eine bis zu 15 m mächtige Wechselfolge, die hier den basalen Abschnitt der Einheit repräsentiert (Abb.16).

Der hellbraune bis braune Kalkarenit tritt in nur wenige dm mächtigen, meist härteren, bioturbaten Bänken auf. Nur bei erhöhtem Anteil an nichtkarbonatischem, z.T. feinkiesigem Detritus ist er mitunter mässig verfestigt. Bei hohem Anteil an Schalenbruchstücken kann der Kalkstein als Schillkalk bezeichnet werden.

Insgesamt sind neben oftmals grobem Schalenbruch Steinkerne von Gastropoden und Bivalven sowie *Planulites*-Spurenfossilien enthalten.

Kalkarenit und Schillkalk können mikrofaziell als (sandige) bioklastische Grainstones bezeichnet werden. Hauptkomponenten sind diverse Bioklasten, wobei benthonische und planktonische Foraminiferen, Rotalgen, Bivalven und Echinodermen dominieren. In einigen Horizonten kommt vermehrt die nummulitoide Großforaminifere *Operculina* sp. vor. Neben einem schwankenden, meist geringen terrigenen Anteil, können vereinzelt auch Intraklasten erkannt werden. Nur selten ist wenig Matrix vorhanden.

Als Einschaltung und meist erosiv ins Unterlager eingeschnitten treten 20 cm bis 1 m mächtige Konglomeratbänke auf. Selten sind „finig upward“-Korngrößentrends ausgebildet. Die meist gut gerundeten Gerölle stammen überwiegend aus dem Betikum, sind aber teilweise auch Subbetischen Einheiten zuordbar. Die hellbraune bis braune, kalkarenitische Grundmasse ist reich an Bioklasten von Bivalven und Echinodermen. Am Top einiger Bänke sind große Austernschalen (*Ostrea* sp.) zu finden.

Interpretation

Gefügemerkmale und Fossilinhalt der Kalksteine sprechen insgesamt für einen flachen normalmarinen (z.B. flaches Subtidal), küstennahen Ablagerungsraum. Die Konglomerate dokumentieren Festlandsnähe und können teils als marine Aufarbeitungshorizonte, teils als subaquatische Bereiche von Fächerablagerungen gedeutet werden.

Konglomerat

Abgesehen von den lokalen Einschaltungen geringmächtiger Konglomerathorizonte (s.o.) ist im südwestlichen Lorca-Becken, ausschließlich im basalen Teil der Ortillo-Schichten, lokal ein rotbraunes und ungeschichtetes bis grob horizontalgeschichtetes sowie komponentengestütztes Konglomerat vorhanden. Bei geringer lateraler Verbreitung ist es maximal 5 bis 10 m mächtig und besteht zum Großteil aus angerundeten Quarz- und roten Sandstein- bis Tonsteingeröllen betischer Einheiten. Die ersten dm bis m sind allerdings häufig brekziös ausgebildet. In den basisnahen Bereichen ist die sandige bis siltige Grundmasse zudem nur schwach kalkig und makrofossilfrei; Schalenbruch tritt vereinzelt erst in höheren Abschnitten auf. Hier kann das Konglomerat vertikal, teilweise auch lateral, schnell in einen schlecht verfestigten, ungeschichteten Kalksandstein übergehen. Dieser fällt besonders durch seinen hohen Gehalt an grobem, biogenem Detritus auf, der nach Hartmann (1995) südöstlich Campico Blanco stellenweise von *Operculina* sp. dominiert wird.

Interpretation

Aufgrund der Gefügemerkmale können die fossilfreien, brekziösen Konglomerate der basalen Ortillo-Schichten als Schutttablagerungen, die grob horizontalgeschichteten Bereiche auch als rel. proximale alluviale Schwemmfächerablagerungen gedeutet werden. Aus dem Auftreten von Schalenbruch und Großforaminiferen kann für die höheren Abschnitte und den Kalksandstein ein flachmariner (z.B. Intertidal bis Supratidal), sehr küstennaher Ablagerungsraum angenommen werden. Dementsprechend interpretiert Hartmann (1995) die fossilreichen Kalksandsteine teilweise als Strandsedimente.

Mergel und Kalksandstein

Im gesamten südwestlichen und westlichen Lorca-Becken folgt über den Basissedimenten rasch bis zu 100 m mächtiger, kaum verfestigter, siltiger Mergel, der grundsätzlich mit lokalen Vorkommen östlicher Beckenbereiche (südl. Aledo) vergleichbar ist. Einschaltungen von dm-mächtigen, braunen Kalksandsteinbänken nehmen besonders im höheren Teil zu. Bis zum Top kann in den Kalksandsteinbänken eine Kornvergrößerung von siltigem Feinsand bis zu feinkiesigem Grobsand beobachtet werden (coarsening upward). Gleichzeitig nehmen auch die Bankmächtigkeiten zu („thickening upward“). Im höchsten Abschnitt sind lokal auch geringmächtige Konglomeratlagen eingeschaltet. Obwohl das primäre Gefüge einiger Kalksandsteinbänke häufig durch intensive Bioturbation überprägt ist, lässt sich in einigen Bänken noch Horizontalschichtung, seltener auch Gradierung erkennen. Hartmann (1995) beschreibt *Chondrites*-, *Ophiomorpha*- und *Thalassinoides*-Spurenfossilien sowie Muschelschalen, Gastropodengehäuse, eine reichhaltige Foraminiferenfauna und diverse Bioklasten.

Interpretation

Dem Fossilinhalt entsprechend kann der siltige Mergel insgesamt als normalmarine, subtidale Bildung angesehen werden. Die Kalksandstein- und Konglomerateinschaltungen höherer Abschnitte deuten auf einen festlandsnahen Ablagerungsraum hin. Die Spurenfossilien kennzeichnen ein gut durchlüftetes Milieu und ruhige Ablagerungsverhältnisse.

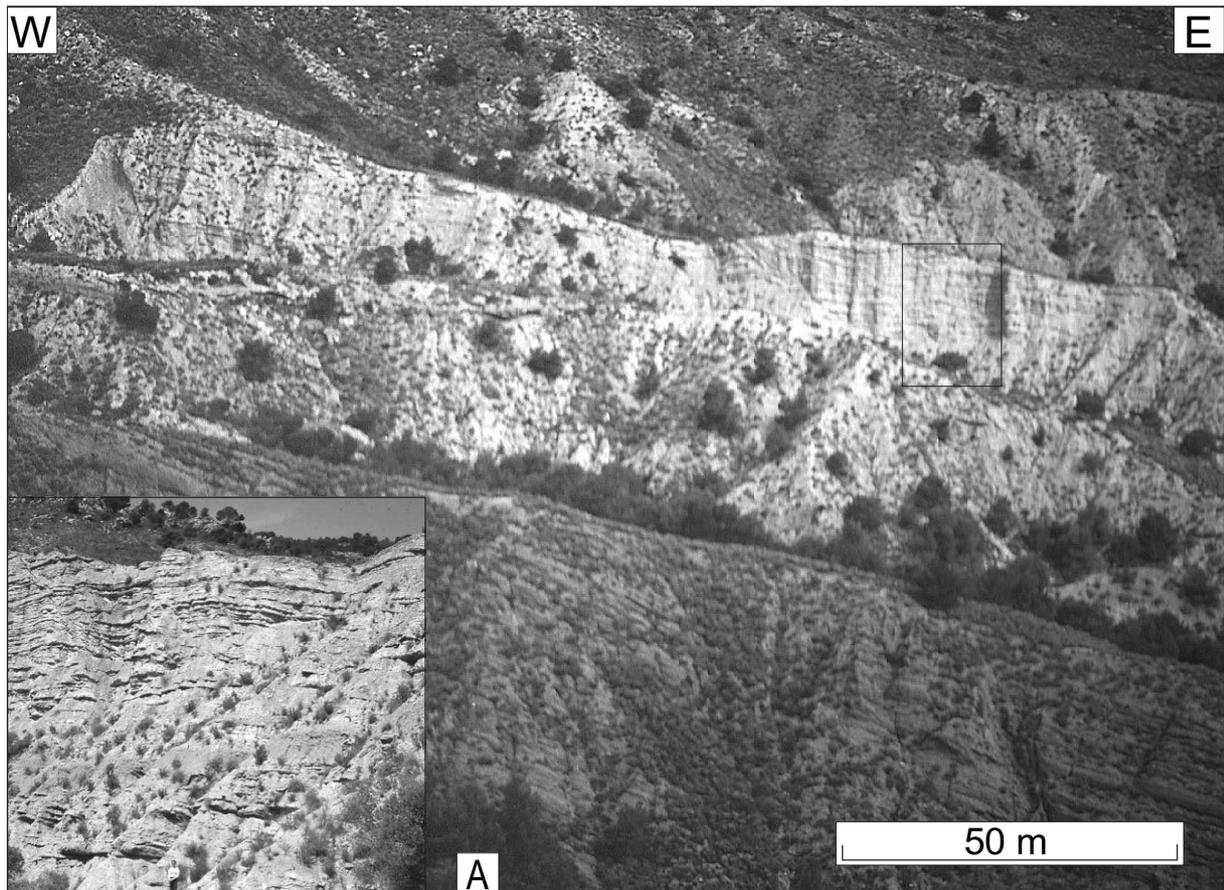


Abb. 13: - (A) Deutlich zweigeteilte Soriana-Schichten im Bereich der Typlokalität (E-Lorca-Becken, Anlage 1). Rötliche Konglomerate im unteren und gebankte blaugraue Sandsteine (B) im oberen Teil, wo außerdem überwiegend klastische Gipsgesteine (Gipsarenit) eingeschaltet sind.

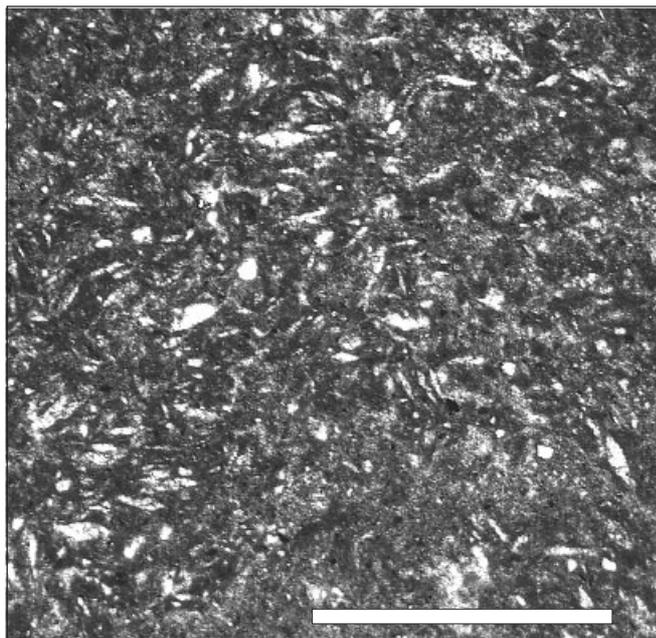


Abb. 14: - Mudstone mit länglichen Kalzitpseudomorphosen nach Gips (hell). Er belegt eine insitu-Evaporitbildung und weist auf eine randmarine Sabkha als Ablagerungsraum hin. Südwestlicher Teil der Sierra de la Tercia (Profil Mosquito, Abb. 25). Balkenlänge 1mm, Nicols II

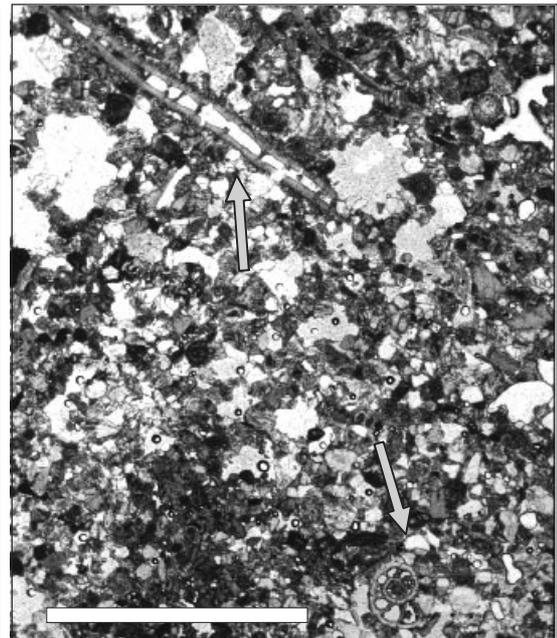


Abb. 15: - Sandiger bioklastischer Grainstone mit Foraminiferen (Pfeile) und viel terrigenem Detritus. Er kennzeichnet einen marinen, küsternen Ablagerungsraum (Profil Ortillo, Abb.16). Balkenlänge 1mm, Nicols II

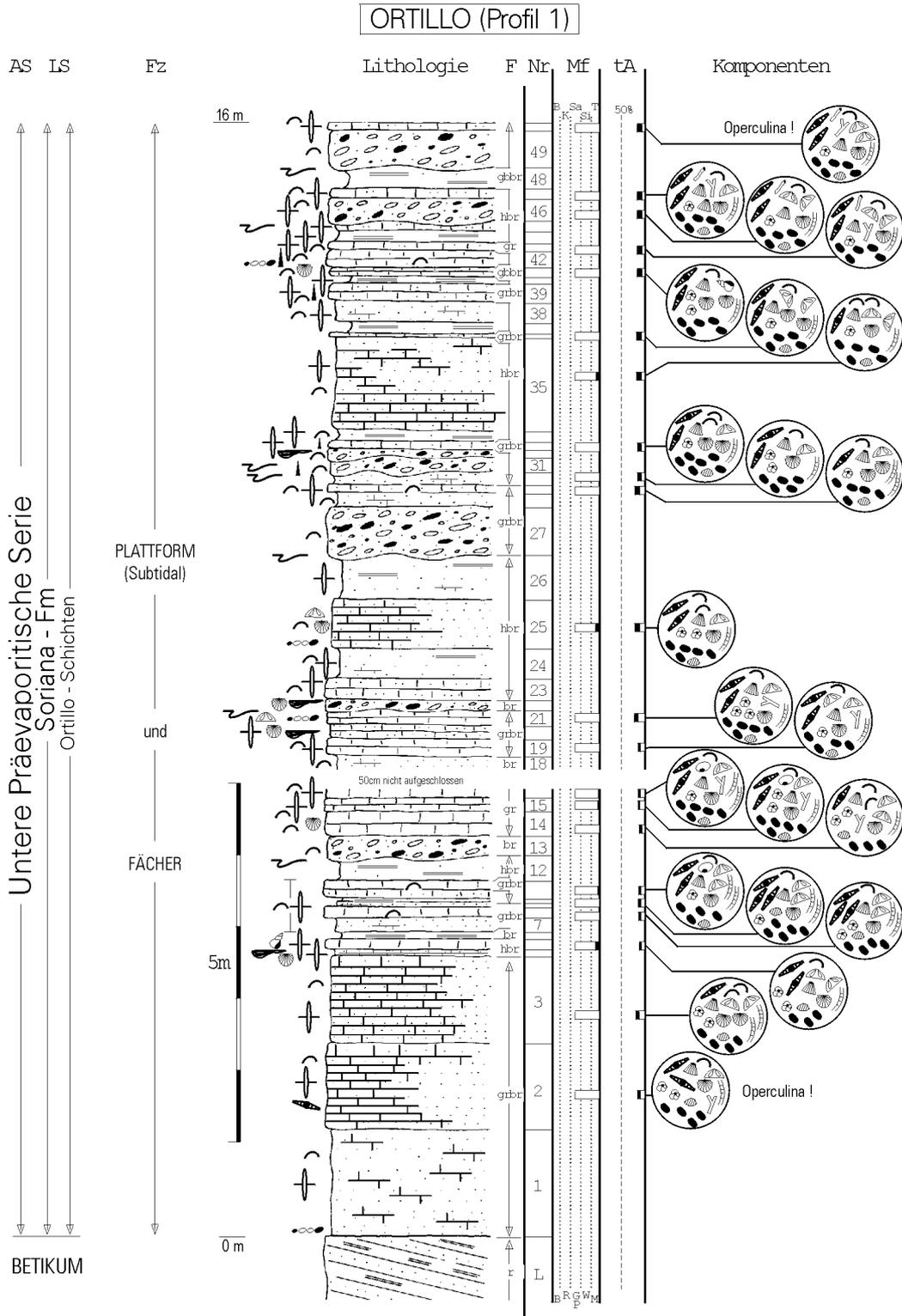


Abb.16: - Profildarstellung des basalen Teils der Ortillo-Schichten (**UPS**) im Bereich der Typlokalität (siehe Abb.10).

Liegendes: Betische rote Tonsteine und Siltsteine; Hangendes: siltige Mergel – Verebnungsfläche.
 Der Aufschlußbereich repräsentiert einen festlandnahen, flachmarinen Ablagerungsraum. Einige Proben zeigen auffällig hohe Anteile an Großforaminiferen (v.a. *Operculina* sp.).

Legende zu allen Profildarstellungen siehe Anlage 4

1.1.2. PARILLA-FORMATION

[nach der Lokalität „Parilla“ im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens, siehe Anlage 2]

Alter: - Unteres Tortonium (u.a. Montenat et al. 1990a, Guillén Mondéjar 1994, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994)

Max. Mächtigkeit: - 150m

Liegendes: - Kontakt zu Soriana-Fm überwiegend diskordant, nördlich und südlich des Embalse de Puentes (W-Teil des Lorca-Beckens) auch konkordanter Kontakt zu Ortillo-Schichten. Lokal diskordanter Kontakt zum Betikum (südlich Aledo, Anlage 1) und Subbetikum (NW-Lorca-Becken, Anlage 3).

Hangendes: - siehe **UPS** (S.14)

Schichtglieder: - Parilla-Kalkstein, Jarales-Mergel, Villar-Schichten und Tiemblos-Schichten.

a. Parilla-Kalkstein

[nach dem „Parilla“-Höhenzug im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens, siehe Anlage 2]

Alter: - Unterstes Tortonium (u.a. Montenat et al. 1990a, Guillén Mondéjar 1994, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994)

Max. Mächtigkeit: - 30m

Liegendes: - siehe Parilla-Fm

Hangendes: - Konkordanter Kontakt zum Jarales-Mergel (SW-Lorca-Becken, Anlage 2), zu Tiemblos-Schichten (NW-Lorca-Becken, Anlage 3) und Villar-Schichten (E-Lorca-Becken, Anlage 1). Diskordanter Kontakt zur **MPS** südl. Aledo (Anlage 1) und v.a. im N-Teil der Sr. de la Peña Rubia (Anlage 2), hier lokal auch diskordanter Kontakt zur **OPS**.

Vorkommen: - Der Parilla-Kalkstein hebt sich nahezu im gesamten Lorca-Becken morphologisch gut gegen die meist schlecht verfestigten Gesteine der unterlagernden Soriana-Fm ab und bildet z.B. unterhalb der Ortschaft Aledo den untersten von insgesamt drei markanten Kalksteinhorizonten (Manilla-Kalkstein, Kalkstein der Aledo-Schichten, Abb.17). Obwohl zwischen Aledo und Lorca nicht durchgehend aufgeschlossen, zeichnet der Parilla-Kalkstein hier in flacher bis steiler Lagerung vorzugsweise E-W bzw. NE-SW streichende Faltenachsen nach. Im SW-Lorca-Becken formt der Parilla-Kalkstein eher einen unzusammenhängenden Höhenzug, der sich annähernd parallel zum umrahmenden Grundgebirge erstreckend bis ins nördliche Lorca-Becken fortsetzt.

Faziestypen: - Der Parilla-Kalkstein besteht überwiegend aus verschiedenen Kalksteintypen, die sich in Riffkalk, Riffschuttkalk und Kalkarenite bis-rudite gliedern lassen. Als meist geringmächtige Einschaltungen treten Mergel, Kalksandsteine und Konglomerate auf.

Riffkalk

Nahezu im gesamten westlichen Teil des Lorca-Beckens bildet Riffkalk einen Großteil des Parilla-Kalksteins. Bei der Typlokalität ist Riffkalk vor allem im unteren Teil der Einheit meist in Form von Fleckenriffen („patch reefs“) entwickelt. Die Fleckenriffe haben eine laterale Ausdehnung von einigen m bis wenigen 10er m. Mehrere m mächtiger, massiver Riffkalk, der lateral einige km durchhält, ist dagegen eher auf den oberen Teil der Einheit beschränkt, kommt aber besonders bei El Romeral (NW-Lorca-Becken, Anlage 3) auch an der Basis vor (Abb.23). Hier ist massiver Riffkalk in zwei über den Aufschlußbereich hinaus durchhaltenden Horizonten vorhanden, einzelne Fleckenriffe treten nur am Top der Einheit auf (Abb.18). Im östlichen Lorca-Becken sind nur südlich Aledo (Anlage 1) kleinere Fleckenriffe zu finden, die hier stellenweise vollständig von rotbraunem Konglomerat eingedeckt sind (Abb.42).

Fleckenriffe und massive Riffe werden hauptsächlich von Korallen der Gattungen *Porites* sp. und *Tarbellastrea* sp. aufgebaut. Letztere spielt allerdings eine eher untergeordnete Rolle. Nur im Profilbereich El Romeral (Abb.23) wurde im höchsten Teil des Parilla-Kalksteins vereinzelt auch *Platygyra* sp. beobachtet. Die meist fingerartig ausgebildeten Korallenstöcke zeigen sehr häufig ein stark mäandrierendes Wachstum, können vereinzelt aber auch strauchartig ausgerichtet sein. Insbesondere *Tarbellastrea* sp. und *Platygyra* sp. bilden gelegentlich auch plattige, robuste Formen. Fächerartige Wuchsformen, die aus bis zu einigen cm dicken Korallenstöcken bestehen, wurden nur im massiven Riffkalk beobachtet. Sehr häufig sind inkrustierende Rotalgen als welliger, weißlicher Belag auf Korallenstöcken erkennbar.

In den Profilbereichen El Romeral (Abb.23) und Empuñadura (Abb.24) ist im unteren Teil der Einheit der Top einiger Riffkalkbänke auffallend ebenflächig ausgebildet. In den obersten dm dieser Bänke sind die Korallen sehr häufig brekziiert, wobei das Gestein dann meist bröckelig zerfällt. Zudem kommen in diesen

Bereichen massenhaft Steinkerne von Bohrmuscheln (v.a. *Lithophaga* sp.) oder großen Gastropoden (u.a. *Conus* sp.) vor. Nicht selten ist das Material von hellgrauen Rotalgenkrusten durchsetzt oder verkittet. Lokal können auch kleinere Austern-Bioherme oder einzelne Balaniden den Riffkalkbänken aufsitzen. Darüber hinaus weisen einige Bankoberseiten Bohrlöcher auf, die meist mit Material überlagernder Schichten, bei El Romeral aber auch mit rötlichem Feinsediment gefüllt sind (Abb.23). Mehrfaches Übereinanderfolgen dieser auffälligen Riffkalkbänke kann besonders in den Bereichen La Empuñadura (Abb.24) und Embalse de Puentes beobachtet werden, wo das Phänomen erstmals von Hartmann (1995) als rhythmische Riffkalk-Riffschuttkalk-Wechselfolge beschrieben wurde.

Mikrofaziell handelt es sich um Korallen-Framestones, die hauptsächlich aus gerüstbildenden Organismen (v.a. *Porites* sp., *Tarbellastrea* sp. und Rotalgen) bestehen. Obwohl die Korallen stark umkristallisiert oder vollständig weggelöst sind, kann die Form der Corallite (mäandrierend bei *Porites* sp., sternförmig bei *Tarbellastrea* sp.; Abb.19) anhand mikritischer Füllungen gut erkannt werden. Die Skelettsubstanz ist in der Regel durch grobspätigen Blockzement ersetzt oder als Hohlraum ausgebildet, der nur durch einen dünnen Belag feinkörnigen oder fibrösen Zementes ausgekleidet ist. Die Corallite sind von teilweise cm-dicken Rotalgen oder Rotalgen-Foraminiferenkrusten bewachsen. Das als mikritische Füllungen vorhandene Internsediment kann in Abhängigkeit vom biogenen Anteil als Mudstone oder Wackestone, seltener auch als Packstone bezeichnet werden und dürfte auf die überwiegend destruktive Tätigkeit von Mikro- und Makroorganismen zurückzuführen sein. In Profil Romeral (Abb.23) treten grobspätige Zementtypen und rötliches Internsediment als Hohlraumfüllungen auf (Abb.22; siehe auch *Besonderheiten*, S.23).

Interpretation

Der beschriebene Faziestyp kennzeichnet autochthone Riffkörper, wie sie im Bereich einer flachmarinen Karbonatplattform oder –rampe vorzufinden sind. Die Fleckenriffe sind als Bildung offener Plattformbereiche anzusehen. Die mächtigen, massiven Riffkomplexe v.a. westlicher Beckenbereiche können als beckenrandliche Saum- oder Küstenriffe interpretiert werden.

Das in mehreren Niveaus massenhafte Auftreten bohrender Makroorganismen wird als flächenhafte Bioerosion angesehen und deutet auf sehr geringe Wassertiefen hin. Zudem weisen die mit dieser Erscheinung assoziierten, auffallend eben ausgebildeten Oberflächen einiger Riffkalkbänke auf submarine Aufarbeitungsphasen im Bereich der Wellenbasis hin. Ein kurzzeitiges Auftauchen der Riffe ist dabei nicht auszuschließen, muß aber nicht zwangsläufig angenommen werden.

Riffschuttkalk

Ein ebenfalls weit verbreiteter Faziestyp ist Riffschuttkalk. Er tritt oftmals brekziös in Gerüstzwischenräumen von Korallenstöcken auf und kann, in meist grobkörniger Ausbildung, auch massig bis gebankt im lateralen oder vertikalen Wechsel mit Riffkalcken vorkommen. Im Umfeld der Sierra de la Tercia, wo keine Riffe insitu beobachtet wurden, dominieren fein- bis grobkörnige, gebankte Riffschuttkalke.

Der Riffschuttkalk besteht aus Korallenfragmenten, Rotalgen und Skelettfragmenten von Riffbewohnern (u.a. Bivalven, Gastropoden, Balaniden, Bryozoen) ganz unterschiedlicher Kornfraktionen und Rundungsgrade. Besonders häufig können Rotalgen auftreten. Das Gestein ist grundsätzlich durch einen mehr oder weniger hohen terrigenen Anteil gekennzeichnet und kann speziell bei Aledo auch stark konglomeratisch ausgebildet sein und hier stellenweise sogar vollständig durch Konglomerat ersetzt werden (Abb.42).

In Profil Mosquito (Abb.25) ist der Riffschuttkalk durch etwas geringere Anteile an Riffbildnern gekennzeichnet und kann entsprechend auch in Kalkarenite bis –rudite (s.u.) übergehen. Die Korallenfragmente sind meist nahezu vollständig umkristallisiert und häufig nur noch an einem Mikritsaum erkennbar. In Abhängigkeit von terrigenem Anteil und Matrixgehalt kann der Riffschuttkalk generell als (sandiger) Korallen-Rudstone bis -Packstone bezeichnet werden.

Im Profilbereich Cortijo de la Rambla (SW-Lorca-Becken, Anlage 2, Abb.26) ist Riffschuttkalk autochthone Riffkalcken beckenwärts vorgelagert. Im unteren Abschnitt des Parilla-Kalksteins ist ein häufig sehr grober Riffschuttkalk vorhanden. Das Gestein besteht überwiegend aus dicht gepackten, oftmals eckigen, bis zu 40 cm großen Korallenbruchstücken. Ein auffälliges Merkmal sind mit grobkristallinem Gips gefüllte Gerüsthohlräume. Die Gipsfüllung wird vor allem wegen der grobkristallinen Ausbildung als Sekundärbildung angesehen (gestützt wird diese Annahme dadurch, daß nur wenige 100m nordöstlich des Aufschlußpunktes Gipsgesteine der Evaporitischen Serie anstehen). Im mittleren und höheren Teil des Parilla-Kalksteins überwiegen feinerkörnige, gebankte, z.T. bioturbate Riffschuttkalke, die zudem höhere Matrixgehalte aufweisen können.

Interpretation

Die aus umgelagertem Riffmaterial bestehenden Gesteinstypen sind naturgemäß Bildungen riffnaher Fazieszonen und dürften dem Zwischen-, Vor- oder Rückriffbereich zuzuordnen sein. Im Bereich „Cortijo de la

Rambla“ weisen die Gefügemerkmale einiger Riffschuttkalke auf Ablagerungen als Rutschmassen hin. Aufgrund der räumlichen Beziehungen zu authochthonen Riffen, die sich küstenwärts anschließen, kann hier von einer Ablagerung im Vorriffbereich ausgegangen werden. Der bei Aledo auffällig hohe terrigene Anteil ist problemlos aus der extrem festlandsnahen Beckenposition ableitbar.

Kalkarenite bis –rudite

In den südlichen und östlichen Beckenbereichen treten graubraune bis gelbbraune, meist massige Kalkarenite bis –rudite auf. Sie kommen besonders im basalen Parilla-Kalkstein vor, können aber vor allem im E-Lorca-Becken (Anlage 1) auch die gesamte, hier nur wenige m mächtige und lokal sogar vollständig auskeilende Einheit ausmachen (vgl. Abb.29). Ist das Gestein im E-Lorca-Becken oftmals ungeschichtet, kann in allen anderen Beckenbereichen eine wenn auch nur undeutlich entwickelte Bankung erkannt werden, die von stark sandigen bis feinkiesigen Zwischenlagen hervorgerufen wird. Makroskopisch ist das Gestein durch das Auftreten von Schalen großer Austern- und anderer Bivalven (v.a. *Pecten* sp., *Cardium* sp.) gekennzeichnet. Selten findet man Gastropodensteinkerne von *Conus* sp. oder auch große Seeigelgehäuse von *Clypeaster* sp.. Besonders kennzeichnend für die Vorkommen östlicher Beckenbereiche sind sandige bis feinkonglomeratische Nester oder Lagen und auch unregelmäßig auftretende, kaum gerundete, betische Fein- bis Grobkiesgerölle, die an der Basis bis zu 40 cm Ø erreichen können. Selten sind kleinere Sandsteingerölle der unterlagernden Soriana-Schichten vorhanden.

Im Gesteinsdünnschliff sind diverse, häufig schlecht gerundete Bioklasten und unterschiedliche Anteile an terrigenen Komponenten erkennbar. Als Bioklasten erkennt man benthonische Foraminiferen, Rotalgen, Echinodermen, Balaniden und Bivalven oder auch Brachiopoden und Bryozoen. Nur im E-Lorca-Becken treten zusätzlich auch planktonische Foraminiferen auf. In Einzelfällen erkennt man Peloiden, die als kleine Rotalgenfragmente, allgemein als „Algenlumps“ oder auch als aufgearbeitete Kalkschlammartikel gedeutet werden können. Bei den terrigenen Komponenten handelt es sich sowohl um mittelsandige Quarzpartikel als auch um teilweise feinkiesige Gesteinsbruchstücke. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Sparit, in Teilbereichen kann aber auch gehäuft Mikrit auftreten. Das Gestein wird entsprechend als (sandiger bis feinkonglomeratischer) teilweise schwach ausgewaschener, bioklastischer Grainstone bis Rudstone bezeichnet.

In Profil Cortijo de la Rambla (Abb.26) bildet ein auffälliger, hellbrauner Operculinen-Rudstone bis –Grainstone (Operculinenkalkstein: Hartmann 1995) die Basis des Parilla-Kalksteins (Abb.20). Das Gestein hält einige 100 m über den Aufschlußbereich hinaus durch. Neben der gesteinsbildend auftretenden, meist kaum fraktionierten, nummulitiden Großforaminifere *Operculina* sp. sind nur wenig Klasten von Echinodermen und Rotalgen oder terrigene Komponenten erkennbar. Durch den lagenweisen Wechsel von Imbrikation und horizontaler Komponenteneinregelung erscheint das Gestein zumindest bereichsweise geschichtet. Anteil und Größe der Operculinen nimmt zum Top des Parilla-Kalksteins hin deutlich ab.

Interpretation

Das Komponentenspektrum der beschriebenen Faziestypen deutet auf einen flachmarinen, küstennahen Ablagerungsraum, wie er in festlandsnahen Bereichen einer Karbonatplattform vorzufinden ist.

Im E-Lorca-Becken weisen Gefügemerkmale und das gemeinsame Auftreten von Organismen unterschiedlicher Bildungsbereiche zusammen mit Mikrit und hohen terrigenen Anteilen auf eine umlagerungsbedingte Materialvermischung hin. Im Zusammenhang mit den hier lateral stark schwankenden Mächtigkeiten können teilweise rinnenartige, gravitative „debris flow“-Ablagerungen im Steilhangbereich einer Karbonatplattform oder –rampe angenommen werden.

Die Gefügemerkmale des Operculinenkalksteins sind sowohl auf eine strömungsbedingte Ablagerung im Bereich eines Plattformhanges (oder einer Karbonatrampe) als auch auf Wellentätigkeit in sehr geringen Wassertiefen zurückführbar. In beiden Fällen kann der hohe Gehalt an Operculinen auf einen Sortierungseffekt hindeuten.

Mergel, Kalksandsteine und Konglomerate

In verschiedenen Beckenteilen sind meist im basalen und mittleren Abschnitt des Parilla-Kalksteins einige m mächtige, kaum verfestigte siltige Mergel, etwas verwitterungsresistentere Kalksandsteine oder lagenweise Konglomerate zwischengeschaltet. Nur nördlich und südlich des Embalse de Puentes können die genannten Faziestypen auch mächtigere Abschnitte bilden. Besonders zwischen siltigem Mergel und Kalksandstein bestehen häufig graduelle Übergänge.

Der siltige Mergel ist meist ungeschichtet, bei El Romeral (Abb.23) teilweise auch durch intensive Bioturbation und horizontale bis vertikale Gänge gekennzeichnet.

Im Kalksandstein herrschen generell grobe Horizontalschichtung oder leicht bogige Schrägschichtung vor. Makroskopisch erkennt man neben Pflanzenhäcksel auch einige Großforaminiferen.

Die Basis des Parilla-Kalksteins ist in nahezu allen Aufschlußbereichen mehr oder weniger stark geröllführend oder sogar konglomeratisch ausgebildet. Die häufig gerundeten Gerölle besitzen \varnothing zwischen 5 und 25 cm und entstammen überwiegend betischen Einheiten. Im nördlichen Lorca-Becken sind häufig auch Gerölle subbetischer Einheiten, selten dagegen kaum gerundete, über 80 cm große Kalksteinblöcke der Soriana-Formation zu beobachten. Kalkstein- oder Dolomitgerölle sind häufig angebohrt.

Rinnenartig eingeschaltete Konglomerate sind besonders im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens im mittleren Abschnitt des Parilla-Kalksteins zu beobachten.

Interpretation

Die feinklastischen Faziestypen (einschließl. rinnenartig eingeschaltete Konglomerate) werden distalen (bzw. proximalen) Teilen subaquatischer Fächer zugeordnet, die besonders im Bereich ausgedehnter Riffbildungen (z.B. El Romeral, Abb.23) als Ursache vorübergehender Wachstumsunterbrechungen angesehen werden.

Die charakteristisch starke Geröllführung an der Basis des Parilla-Kalksteins wird auf eine marine Aufarbeitung zurückgeführt und deutet -da nahezu beckenweit entwickelt- auf ein transgressives Ereignis hin.

Besonderheiten: - Die nachfolgend beschriebenen Besonderheiten sind ein besonderes Kennzeichen des Parilla-Kalksteins und nicht auf einzelne Faziestypen beschränkt. Es handelt sich um Verkarstungserscheinungen und um besonders fossilreiche Profilabschnitte.

Verkarstungserscheinungen

Südwestlich der Rambla del Mosquito (südwestlicher Teil der Sr. de la Tercia) sind in einem Straßenschnitt eindrucksvolle Verkarstungserscheinungen im hier schräggestellten Parilla-Kalkstein aufgeschlossen (Abb.21). Die auffällig schichtparallel ausgebildete Verkarstungszone reicht etwa 3 m in den Kalkstein hinein und ist an einer typischen Rotfärbung erkennbar. Der Übergang zu nicht verkarstem Gestein ist durch ein helles Band gekennzeichnet. Das Auftreten von Karstspalten ist nicht selten an das Kluftsystem gebunden. Größere bis 2 m tiefe Karsthohlräume sind meist mit tonigem Rotsediment („terra rossa“) verfüllt. Ähnlich verfüllte Karsthohlräume sind auch in der südöstlichen Sierra de la Tercia in einem kleinen Steinbruch nahe der Pilgerstätte Virgen de la Salud und im nordwestlichen Lorca-Becken in Profil „Romeral“ zu beobachten (Abb.22, 23).

Dem Auftreten von Karstspalten zufolge, die an das Kluftsystem gebunden sind, sollte die Anlage des Kluftsystems der Verkarstung vorausgegangen sein. Die schichtparallele Ausbildung der Verkarstungszone läßt vermuten, daß Verkarstung und „Terra rossa“-Bildung bereits vor Aufstellung des Parilla-Kalksteins erfolgt sind. Dementsprechend lassen sich -wenn auch nur unter Vorbehalt- drei zeitlich aufeinanderfolgende Entwicklungen (Klüftung > Verkarstung > Aufstellung) ableiten.

Da in keinem der untersuchten Aufschlußbereiche ein direktes Überlagern jüngerer Sedimente „auf Karst“ beobachtet wurde und Zeitpunkt von Klüftung und Aufstellung unbekannt sind, kann der Zeitpunkt der Verkarstung nicht exakt ermittelt werden.

Fossilreiche Profilabschnitte

Unverwechselbar ist der meist als dünne Austernlage erkennbare Fossilreichtum direkt am Top oder zumindest im höchsten Abschnitt des Parilla-Kalksteins. Die Austern liegen teils fragmentiert, teils aber auch eindeutig zweischalig vor. Im Profilbereich Romeral (Abb.23) ist inmitten tiefgründig verwitterten Riffkalks eine 50 cm dicke, markante Austernlage ausgebildet. Hier findet man die mit maximal 40 cm \varnothing beckenweit größten Exemplare von *Ostrea* sp.. Im SW-Teil der Sr. de la Tercia ist der Parilla-Kalkstein nur 1 bis 2 m mächtig und insgesamt stark konglomeratisch ausgebildet. In diesem Beckenteil fällt besonders das massenhafte Auftreten von fast vollständig erhaltenen, bis zu 20 cm großen Seeigeln (*Clypeaster* sp.) auf. Die -wenn überhaupt- nur gering umgelagerten Organismen flachmariner, gut durchlüfteter Lebensräume, lassen auf entsprechende Ablagerungsräume schließen. Das massenhafte Auftreten der Organismen kann sowohl auf hohe Bioproduktionsraten als auch auf geringe Sedimentationsraten (=Kondensation) hinweisen.

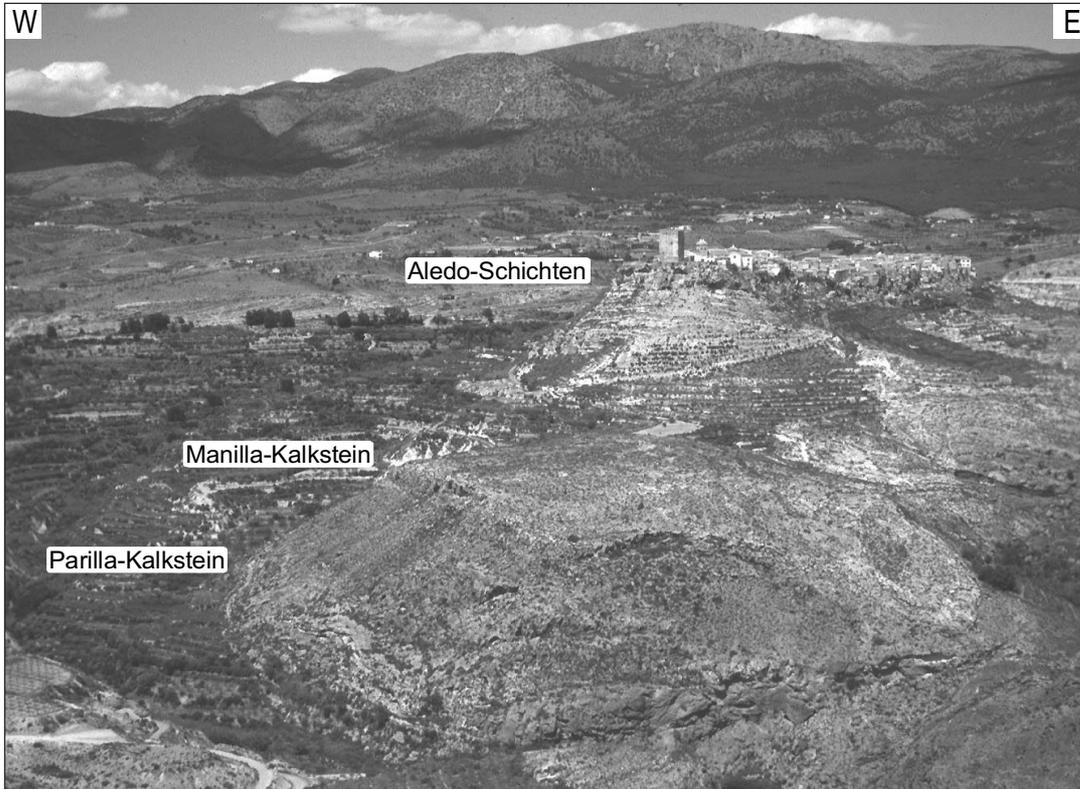


Abb. 17: - Unterhalb der Ortschaft Aledo bildet der Parilla-Kalkstein den untersten von insgesamt drei markanten Kalkstein-Horizonten (E-Lorca-Becken, Anlage 1).



Abb. 18: - Einzelne Fleckenriffe (hier *Tarbellastrea* sp. im Profil Romeral, NW-Lorca-Becken) treten in geringmächtigen Horizonten vorzugsweise im unteren Teil, im NW-Lorca-Becken allerdings auch im höchsten Teil des Parilla-Kalksteins auf.

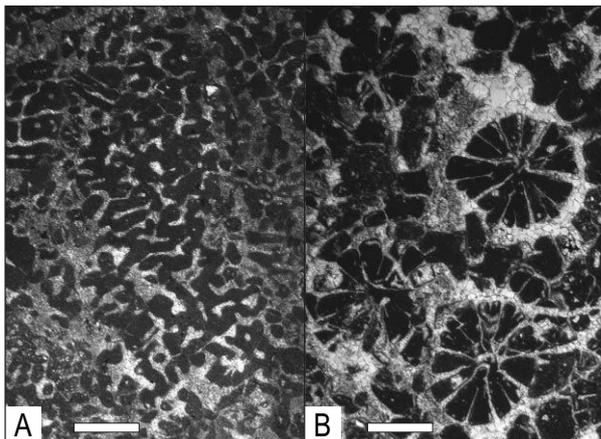


Abb. 19: - Typische Mikrogefüge von Korallen der Gattungen *Porites* sp. (A) und *Tarbellastrea* sp. (B). Im gesamten Mittelmeerraum bilden beide Korallen-Gattungen große Teile obermiozäner Riffe. *Porites* ist dabei die klar dominierende Form. (Korallen-Framestones aus Profil Romeral, NW-Lorca-Becken). Balkenlänge 1mm, Nicols II

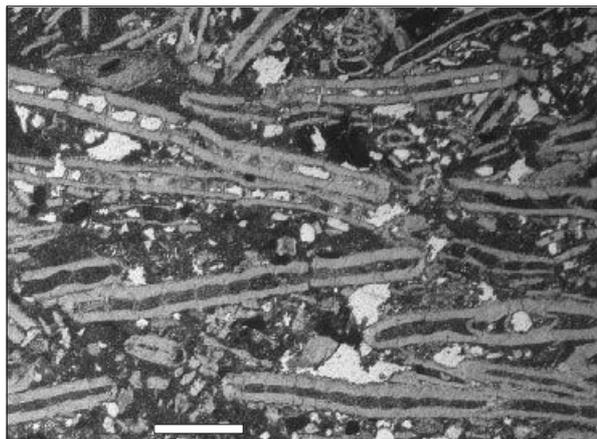


Abb. 20: - Operculinen-Kalkstein (Operculinen-Rudstone) als typischer Vertreter des Vorriff-Bereiches. Er tritt in mehreren stratigraphischen Niveaus (Manilla-Kalkstein, Aledo-Kalkstein) auf und bildet meist einen lokal sehr bedeutenden Leithorizont (Profil Cortijo de la Rambla, SW-Lorca-Becken). Balkenlänge 1mm, Nicols II



Abb. 21: - Verkarstungserscheinungen ("Terra rossa"-gefüllte Spalten und Hohlräume) im Parilla-Kalkstein. Schichtparallele Ausbildung wird durch helles Band markiert und lässt eine prädeformationelle Verkarstung vermuten. Hinweise auf Paläokarst sind allein im Parilla-Kalkstein erkennbar (hier: südwestlicher Teil der Sierra de la Tercia).

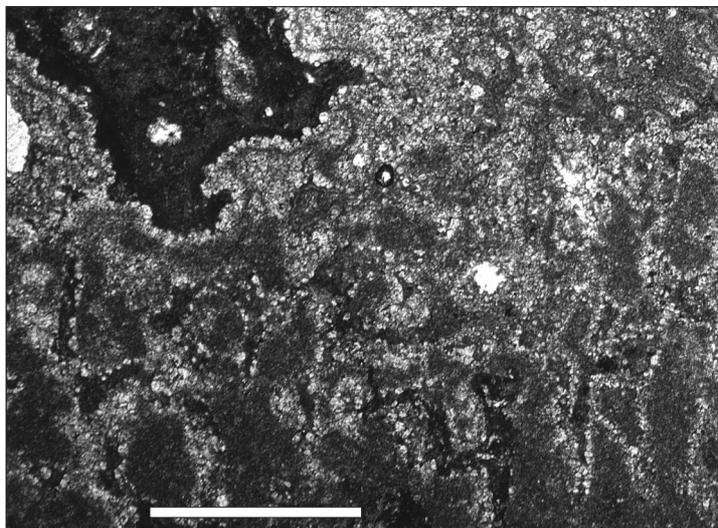


Abb. 22: - Zementtypen in *Porites*-Framestone geben Hinweis auf eine vadose Überprägung. Eine spätere Verkarstung wird möglicherweise durch Hohlräumfüllungen mit rötlichem Feinsediment angezeigt (hier: Riffkalk in Profil "Romeral"). Balkenlänge 1mm, Nicols II

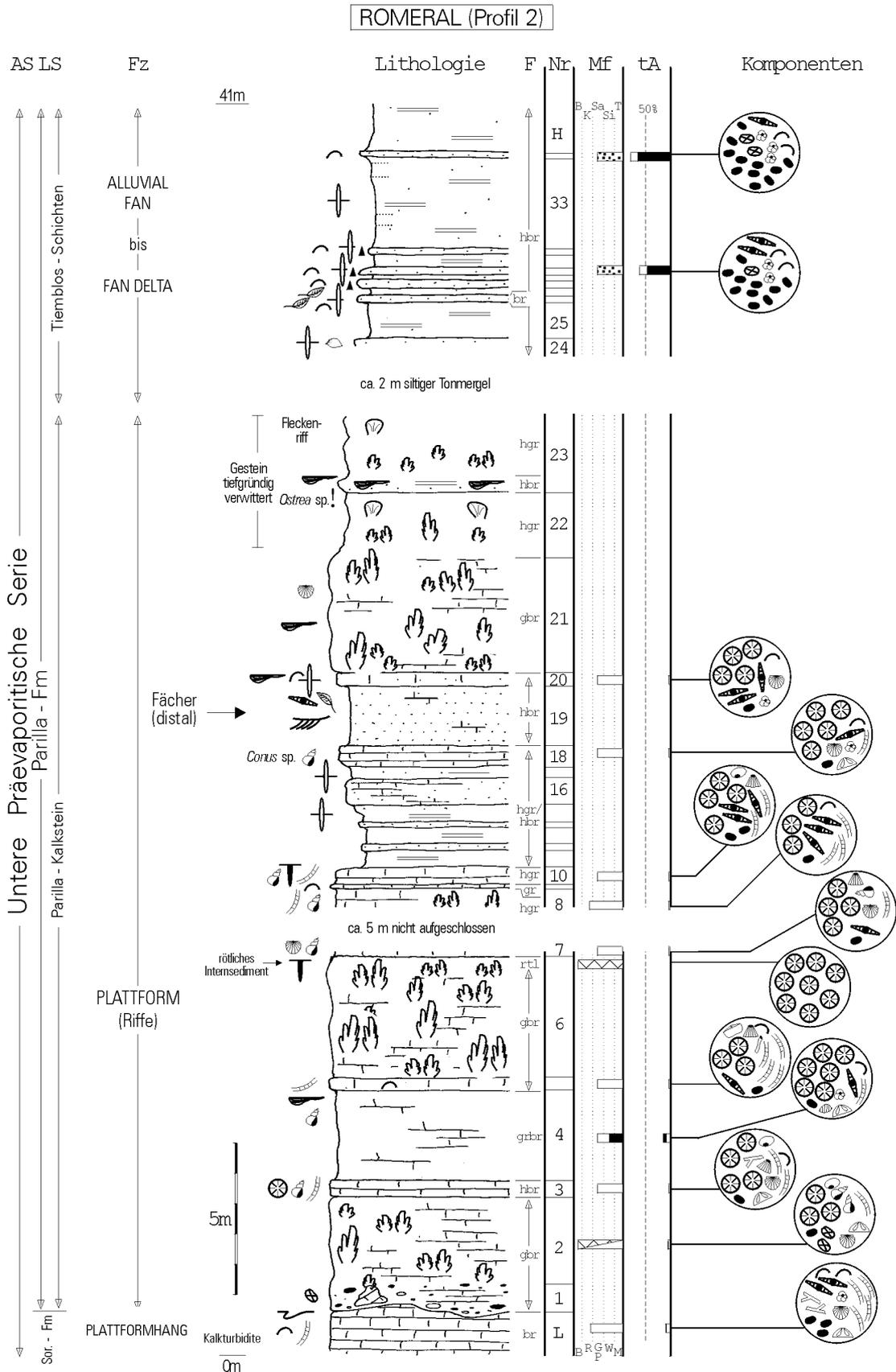


Abb.23: - Profildarstellung des Parilla-Kalksteins in den Ramblas Calares und Estrecho (NW-Lorca-Becken, Anlage 3).
 Liegendes: Kalkturbidite der Soriana-Fm; Hangendes: Feinklastische Gesteine der Tiemblos-Schichten.
 Die zwei durch Fächerschüttungen unterbrochenen Kalksteinhorizonte halten einige 100m über den Aufschlußbereich hinaus durch. Die Riffe kennzeichnen insgesamt einen flachmarinen Plattformbereich.

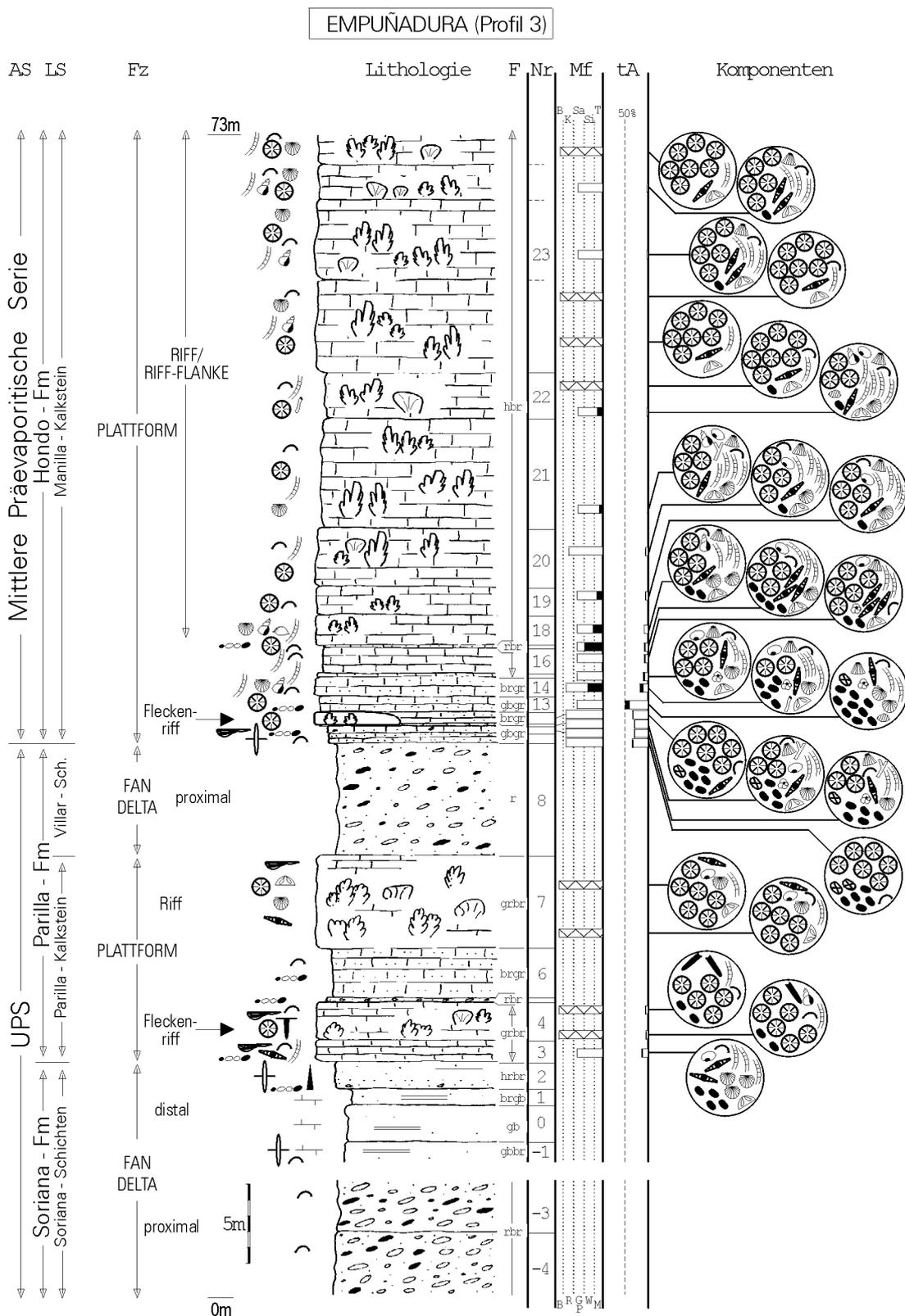


Abb.24: - Profildarstellung verschiedener Einheiten der **UPS** und **MPS** im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens. Liegendes: Rote Konglomerate der Soriana-Schichten; Hangendes: Geländeoberfläche, beckenwärts folgt diskordant die **OPS**.

Der Aufschlußbereich repräsentiert insgesamt einen flachmarinen, festlandsnahen Ablagerungsraum. Innerhalb der Soriana-Schichten und Villar-Schichten dominieren Fächerschüttungen. Parilla-Kalkstein und Manilla-Kalkstein repräsentieren Plattformbereiche. Innerhalb des Parilla-Kalksteins treten Riffkalke in zwei Horizonten auf und zeigen damit deutliche Parallelen zum nordwestlichen Lorca-Becken.

Profilaufnahme: M. Hartmann

MOSQUITO (Profil 4)

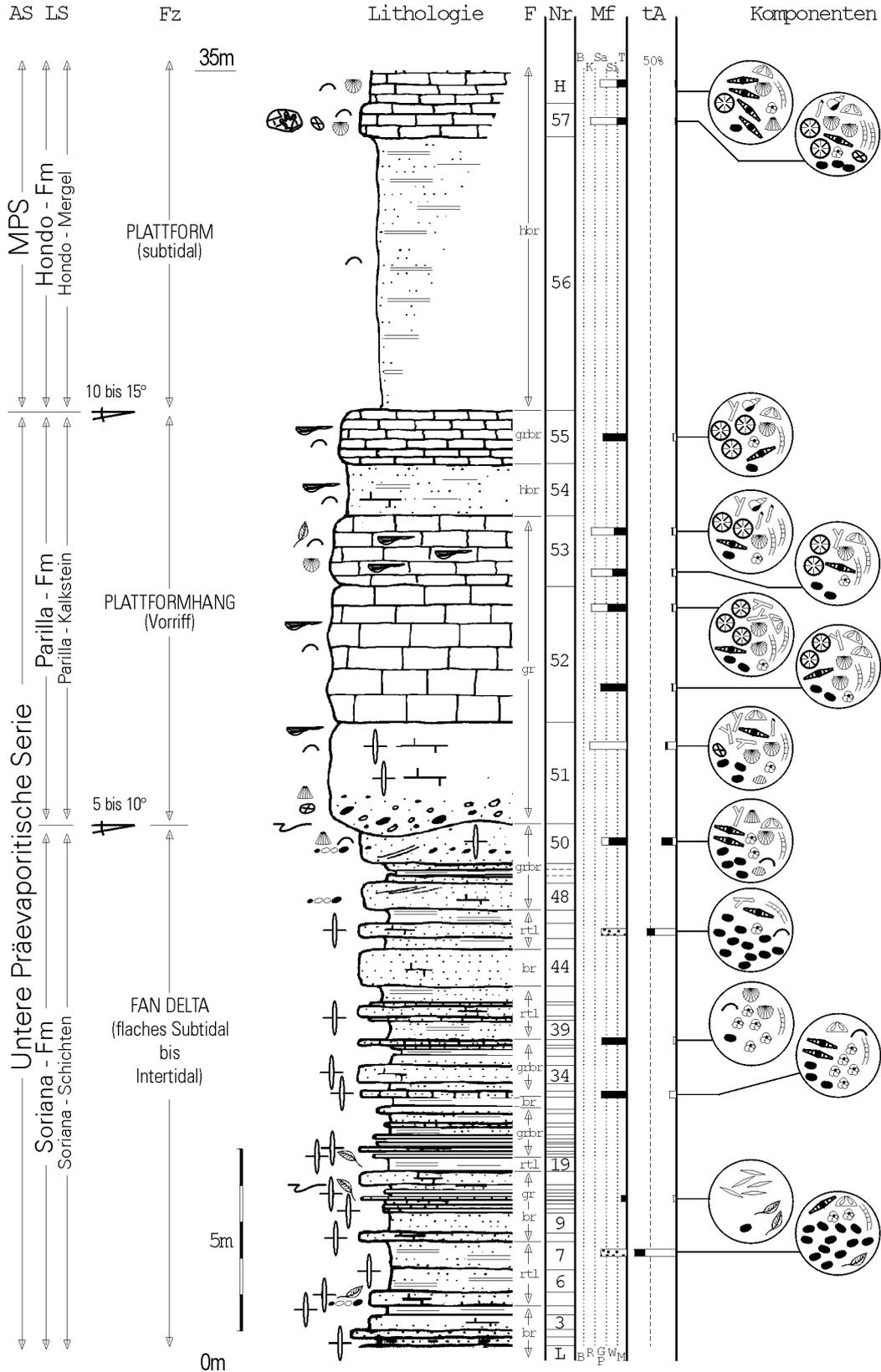


Abb.25: - Profildarstellung des höchsten Teils der Soriana-Schichten, des Parilla-Kalksteins und des Hondo-Mergels. Kontakte sind jeweils diskordant (vgl. Abb.86). Rambla del Mosquito, südwestlicher Teil der Sr. de la Tercia (Abb.10).
 Liegendes: min. 100m grob- bis feinklastische Abfolge der Soriana-Schichten; Hangendes: siltige Mergel und Kalksteineinschlüssen des Hondo-Mergels.
 Der Aufschlußbereich repräsentiert unterschiedliche Ablagerungsräume, die von einer randmarinen Sabkha über Plattformbereiche (Vorriff) bis hin zu etwas größeren Wassertiefen reichen. Die Winkeldiskordanzen belegen längere Sedimentationsunterbrechungen und Zeiten tektonischer Bewegungen. Speziell der Parilla-Kalkstein zeigt wenige 100m westlich des Profilaufnahmepunktes auffällige Verkarstungserscheinungen.

CORTIJO DE LA RAMBLA (Profil 5)

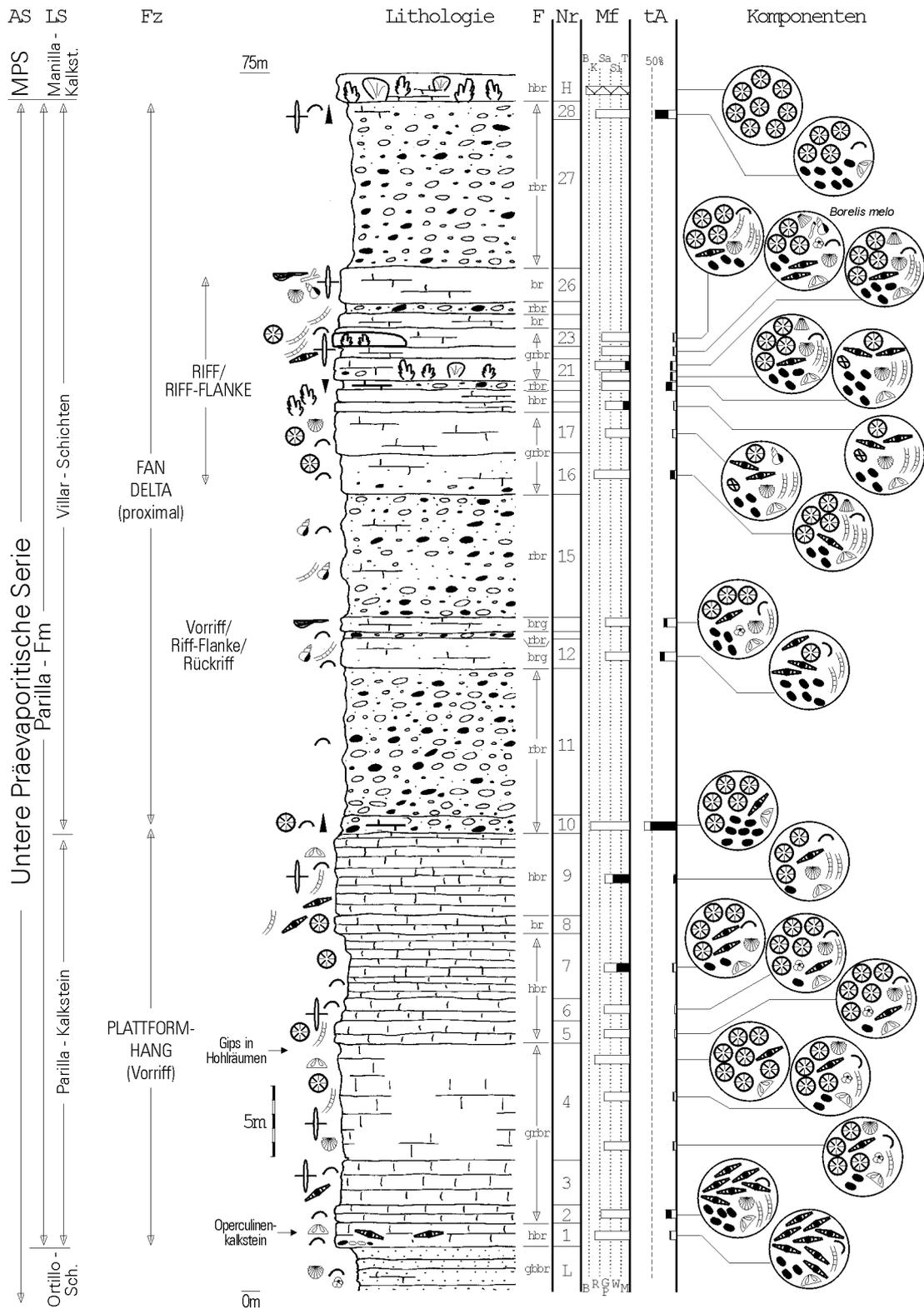


Abb.26: - Profildarstellung des Parilla-Kalksteins und der Villar-Schichten im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens (Anlage 2).

Liegendes: Kalksandstein der Ortillo-Schichten; Hangendes: Riffkalk des Manilla-Kalksteins.

Der Aufschlußbereich repräsentiert insgesamt einen flachmarinen Ablagerungsraum. Der Parilla-Kalkstein kennzeichnet den Vorriff-Bereich (wenige 100m südwestlich stehen entsprechende Riffkalke an). Innerhalb der Villar-Schichten dominieren Fächerschüttungen, die nur kurzzeitig nachlassen und dann Riffwachstum ermöglichen.

Profilaufnahme: M. Hartmann

b. Jarales-Mergel

[nach der Lokalität „Las Jarales“ im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens, siehe Anlage 2]

Alter: - Unteres Tortonium (u.a. Montenat et al. 1990a, Guillén Mondéjar 1994, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994)

Max. Mächtigkeit: - 200m im südwestlichen und 50m im östlichen Teil des Lorca-Beckens.

Liegendes: - Konkordanter Kontakt zu Ortillo-Schichten und Parilla-Kalkstein.

Hangendes: - Diskordanter Kontakt zur **MPS** im westlichen Teil des Lorca-Beckens, im E-Lorca-Becken lokal konkordanter Kontakt zum Hondo-Mergel (**MPS**; Anlage 1).

Vorkommen: - Der Jarales-Mergel ist nur im SW-Lorca-Becken (Anlage 2) v.a. bei der Typlokalität und im E-Lorca-Becken im Bereich Torrente und Las Viñas (Anlage 1) vorhanden und insgesamt schlecht aufgeschlossen. Der höhere Teil der Einheit verzahnt sich mit Villar-Schichten im südwestlichen (Anlage 2) und Tiemblos-Schichten im westlichen Teil des Lorca-Beckens.

Faziestypen: - Die Einheit besteht aus Mergel und eingeschalteten Kalksandsteinen.

Mergel und Kalksandstein

Die gesamte Einheit ist durch eine makroskopisch wenig abwechslungsreiche und meist schlecht aufgeschlossene Mergelfolge gekennzeichnet. Der kaum verfestigte, gelblich-graue Mergel ist überwiegend ungeschichtet und zeichnet sich durch einen sehr großen Reichtum an Mikrofossilien aus (v.a. planktonische und benthonische Foraminiferen aber auch Steinkerne oder Schalen kleiner Bivalven und Gastropoden). Besonders in den geringmächtigen Bereichen fällt ein erhöhter Anteil an Hellglimmer, detritischem Quarz in Silt- bis Feinsandfraktion und auch Pflanzenhäcksel auf.

Nach freundlicherweise von J. Steffahn durchgeführten Foraminiferenuntersuchungen an einigen Proben aus dem Übergangsbereich Jarales-Mergel – Villar-Schichten im Liegenden von Profil Canteras (SW-Lorca-Becken, Anlage 2, Abb.37) treten benthonische Foraminiferen am weitaus häufigsten auf. Eindeutig dominant ist dabei die Flachwasserform *Ammonia*, daneben kommen auch *Elphidium*, *Cibicides*, *Nonion* und *Cibicidoides* vor. Eher selten vorhanden sind *Lagena*, *Uvigerina* und *Eponides*. In den Proben insgesamt untergeordnet enthalten sind planktonische Foraminiferen (*Globigerinoides*, *Globigerina*, *Globoquadrina* u. *Globorotalia*) und Ostrakoden (*Cyprideis*).

Als Einschaltung findet man vorwiegend im östlichen und nur gelegentlich im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens bis zu 50 cm mächtige, massige und schlecht verfestigte, gelbbraune Kalksandsteinbänke (Profil Torrente, Abb.29). Es handelt sich um karbonatisch gebundene, tonige bis siltige Feinsandsteine bis feinkiesige Grobsandsteine, die neben terrigenem Quarz und Gesteinsbruchstücken, Steinkernen oder Schalen von Bivalven, viel Pflanzenhäcksel enthalten. Im höheren Abschnitt der Einheit dominieren zunehmend die groben Gesteinstypen, die zusätzlich durch einen erhöhten Anteil betischer Gesteinsbruchstücke gekennzeichnet sind. Im Dünnschliff sind neben den genannten Komponenten Klasten von Serpuliden, Echinodermen und planktonischen Foraminiferen erkennbar.

Interpretation

Faunenassoziationen und Lithofazies lassen auf einen normalmarinen, küstennahen Ablagerungsraum schließen. Durch das auffallend häufige Auftreten von *Ammonia* werden zumindest für den untersuchten höchsten Abschnitt des Jarales-Mergels nur geringe Wassertiefen angezeigt. Aufgrund der Verzahnung mit Villar- und Tiemblos-Schichten lassen sich die eingeschalteten Kalksandsteine ev. dem Delta Front- bzw. Prodelta-Bereich eines nicht näher differenzierbaren Deltasystems zuordnen.

c. Villar-Schichten

[nach dem Großaufschluß am Monte del Villar in der Rambla de Lebor, E-Lorca-Becken, siehe Anlage 1]

Alter: - Unteres Tortonium (u.a. Montenat et al. 1990a, Guillén Mondéjar 1994, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994)

Max. Mächtigkeit: - 80m

Liegendes: - Konkordanter Kontakt zum Parilla-Kalkstein und Jarales-Mergel.

Hangendes: - Überwiegend diskordanter Kontakt zur **MPS**, im E-Lorca-Becken lokal auch konkordanter Kontakt zur **MPS** (Anlage 1).

Vorkommen: - Die Villar-Schichten bilden den höchsten Abschnitt der **UPS** und sind nur im östlichen und südwestlichen Teil des Lorca-Beckens vorhanden. Im Bereich der Typlokalität ist die Einheit über

eine laterale Ausdehnung von 1 km in eindrucksvoller Weise aufgeschlossen (Abb.27). In allen anderen Bereichen können die Villar-Schichten auch geringmächtige, linsenartige Vorkommen von geringer lateraler Ausdehnung (wenige 100 m) bilden (z.B. Profilbereich Torrente, Abb.29), lokal laterale Verzahnung der Einheit mit dem höheren Teil des Jarales-Mergels (v.a. im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens, Anlage 2).

Faziestypen: - Das Erscheinungsbild der Villar-Schichten wird von Konglomeraten und Sandsteinen geprägt, selten kommen auch Tonmergel vor. Mitunter sind in verschiedenen Niveaus Kalksteine (Kalkarenite bis –rudite, Riffkalk) eingeschaltet, die lokal auch große Teile der Einheit ausmachen können. Da zwischen den Faziestypen nahezu alle Übergänge bestehen, werden sie nachfolgend in zusammengefaßter Form beschrieben.

Konglomerate, Sandsteine und Tonmergel sowie Kalksteine

Die meist rotbraunen, mitunter auch rötlichen Konglomerate bilden einige dm bis wenige m mächtige Bänke, die durch überwiegend komponentengestützte Gefüge gekennzeichnet sind. Nur lokal sind auch matrixgestützte Gefüge zu beobachten. Die Bänke sind meist massig bis horizontalgeschichtet und teilweise durch erosive Liegend-Kontakte gekennzeichnet. Im SW-Lorca-Becken sind die Konglomerate stellenweise auffallend brekziös ausgebildet. Im Bereich der Typlokalität (E-Lorca-Becken) sind besonders im höheren Abschnitt der Einheit einige Bänke schräggeschichtet, so daß mächtige überwiegend nach N bis NE einfallende Vorschüttungsblätter (foreset beds) erkennbar sind (Abb.27).

Die Gerölle entstammen ausschließlich betischen Einheiten und zeigen alle Größen (bis 10 cm Ø) und Rundungsgrade. Die Grundmasse ist überwiegend sandig bis kalkarenitisch, z.T. aber auch tonig-siltig. Lagenweise findet man zweiklappige oder auch zerbrochene Austernschalen. Bei Torrente wurden im höchsten Abschnitt in einem feinkonglomeratischen Grobsandstein bis zu 5 cm große Bruchstücke der ahermatypen Koralle *Flabellum* sp. gefunden, die nach freundl. mündl. Mitteilung von Herrn Prof. R. Fischer unterhalb der Sturmwellenbasis lebt.

Bei abnehmendem Geröllanteil bestehen lateral und vertikal Übergänge zu unterschiedlich verfestigten Sandsteinen oder zu gut zementierten Kalkareniten. Eine eindeutige Zuordnung ist häufig erst nach der Dünnschliffauswertung möglich.

Die Sandsteintypen und die Grundmasse der Konglomerate zeigen im Dünnschliff Klasten von Bivalven, Bryozoen und Echinodermen aber auch Rotalgen, Balaniden, benthonische und planktonische Foraminiferen sowie Pflanzenhäcksel. Bei entsprechend hohem Bioklasten-Anteil können die Gesteine als feinkonglomeratische Rudstones klassifiziert werden.

Im Profilbereich Canteras (SW-Lorca-Becken, Anlage 2, Abb.37) fehlen grobklastische Gesteinstypen. Hier treten siltige, meist bräunliche, bioturbate Tonmergel auf, die im höchsten Abschnitt der Einheit auffallend rötliche Farben annehmen und stellenweise Lamination zeigen. Neben linsenförmigen Sandstein- und Siltsteineinschaltungen ist vereinzelt feiner Schalendetritus oder Pflanzenhäcksel vorhanden.

Für die Villar-Schichten sind in verschiedene Niveaus eingeschaltete Karbonatgesteine kennzeichnend. Es sind meist grob- bis feinkörnige, vereinzelt stark sandige oder feinkonglomeratische Kalkarenite, im südwestlichen Lorca-Becken zusätzlich auch autochthone Riffkalke.

Bei der Typlokalität (E-Lorca-Becken, Anlage 1) sind ungeschichtete Kalkarenite als maximal 1 m mächtige karbonatische Deckschichten („topset beds“) oberhalb mehrere m mächtiger, schräggeschichteter Konglomeratbänke („foreset beds“, s.o.) erkennbar. Die sandigen, hellbraunen Kalkarenite weisen in einigen Bereichen dünne Lagen meist zerbrochener Bivalvenschalen auf.

Im Dünnschliff sind vor allem obermiozäne Kalksteingerölle (als karbonatische Extraklasten gezählt), betische Gesteinsbruchstücke und terrigener Quarz in überwiegend Mittelsandfraktion erkennbar. Mitunter finden sich Rotalgenfragmente. Nur noch am Umriß identifizierbar sind Bruchstücke von Echinodermen oder Bivalven, die grundsätzlich weggelöst und nur als Hohlformen vorhanden sind. Die Grundmasse besteht aus fein- und gleichkörnigem Sparit, der stark an vadosen Silt erinnert. Den Merkmalen entsprechend können die Kalkarenite mikrofaziell als sandige, extraklastenführende Grainstones mit Bioklasten bezeichnet werden.

Im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens fallen besonders Korallen-Framestones auf, die überwiegend in Form von Fleckenriffen, lokal aber auch als geringmächtige Riffkalkbänke auftreten. In ganz unterschiedlichen Wuchsformen und auf konglomeratischen, kalkarenitischen oder mergeligen Substraten findet man Vergesellschaftungen von *Porites*, *Tarbellastrea* und *Platygyra*. Im Topbereich der Villar-Schichten sind die Korallen häufig intensiv von Bohrmuscheln (*Lihophaga* sp.) angebohrt und zusätzlich tiefgründig verwittert. Hartmann (1995) beschreibt in einigen Bereichen dicke, mit Balaniden und Serpelnröhren bedeckte Rotalgenkrusten auf einigen Riffoberflächen und deutet dies im Sinne von Martin & Braga (1989) als möglichen Hinweis auf zeitweilige Emersion der Riffkörper.

In enger fazieller Beziehung zu den Rifffalken kommen Korallen-Grainstones bis Rudstones vor. Sie bestehen überwiegend aus gerundeten, grobspätigen Korallenbruchstücken unterschiedlicher Korngrößen und enthalten meist Rotalgen und benthonische Foraminiferen, wobei insbesondere im Profilbereich Cortijo de la Rambla (Abb.26) die Großforaminifere *Borelis melo* häufig auftreten kann. Darüber hinaus ist im Gestein wenig terrigenes Material enthalten; selten findet man Ostrakoden, Gastropoden und Balaniden.

Im SW-Lorca-Becken vergleichsweise untergeordnet sind bioklastische Grainstones mit unterschiedlichen Anteilen an terrigenen Komponenten und mikritischer Grundmasse anzutreffen (Profil Canteras, Abb.37). Das Gestein besteht überwiegend aus verschiedenen benthonischen Foraminiferen, untergeordnet kommen Rotalgen, Echinodermen und planktonische Foraminiferen vor. In einigen Bänken fällt ein erhöhter Gehalt an gerundeten karbonatischen Extraklasten auf, die sich durch einen dünnen mikritischen Saum gut vom übrigen Gestein abheben.

Interpretation

Die Konglomerate weisen charakteristische Merkmale von Fächerablagerungen auf und werden als Strömungs- bzw. Rinnenablagerungen, z.T. auch als Debrite interpretiert. Der hohe biogene Anteil und die eingeschalteten Karbonatgesteine, insbesondere die autochthonen Riffe im südwestlichen Lorca-Becken, weisen auf überwiegend subaquatische, flachmarine Verhältnisse mit teilweise sehr geringen Wassertiefen hin. Als Faziesmodelle sind ein „fan delta“ oder „alluvial fan delta“ vorstellbar (Nemec 1990a).

Die grobklastischen Faziestypen werden als proximale Bildungen angesehen und dem Bereich der Mündungsbarre zugeordnet. Die feinklastischen, häufig rötlichen Tonmergel aus dem Bereich „Rambla de Canteras“ (SW-Lorca-Becken) sind dagegen distalen Teilen zuzurechnen. Im Bereich der Typlokalität lassen große Mächtigkeiten bei gleichzeitig geringer lateraler Ausdehnung einen steilen Beckenrand vermuten („bypass margin“). Die geringermächtigen linsenartigen Vorkommen östlicher Beckenbereiche können als eigene, kleinere Deltasysteme etwas größerer Wassertiefen (Fund von *Flabellum* sp., s.o.) angesehen oder auch als Subdeltas gedeutet werden, die durch Umlagerungsprozesse im Mündungsbereich größerer Deltasysteme entstehen können und vorzugsweise im Bereich steiler Beckenränder entwickelt sind (u.a. Nemec 1990b, Bhattacharya & Walker 1992). Insbesondere für den Bereich der Typlokalität wird eine Zuordnung zum Flachwasserdelta des Gilbert-Typs (Postma 1990) vorgeschlagen.

d. Tiemblos-Schichten

[nach der „Casa de los Tiemblos“ nahe der Rambla del Estrecho]

Alter: - Unteres Tortonium (u.a. Montenat et al. 1990a, Guillén Mondéjar 1994, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994)

Max. Mächtigkeit: - 80m

Liegendes: - Konkordanter Kontakt zum Parilla-Kalkstein und Jarales-Mergel.

Hangendes: - Diskordanter Kontakt zur **MPS**, lokal auch zur **OPS** (Anlage 3).

Vorkommen: - Die morphologisch kaum gegliederten Tiemblos-Schichten bilden den höchsten Abschnitt der **UPS** und sind -schlecht aufgeschlossen- nur im nordwestlichen Teil des Lorca-Beckens vorhanden (Anlage 3). Die Einheit verzahnt sich im westlichen Teil des Lorca-Beckens mit dem Jarales-Mergel.

Faziestypen: - Die überwiegend feinklastischen Tiemblos-Schichten bestehen aus Tonmergel und Siltsteinen. In unterschiedlichem Maße sind Sandsteine, Konglomerate und Kalksandsteine eingeschaltet. Die Faziestypen werden nachfolgend zusammenfassend beschrieben.

Tonmergel und Siltsteine sowie Sandsteine, Konglomerate und Kalksandsteine

Im Profilbereich Romeral (NW-Lorca-Becken, Anlage 3, Abb.23) bestehen die hier nur ca. 20 m mächtigen Tiemblos-Schichten mit flach in südöstliche Richtungen einfallenden Schichten aus siltig-feinsandigem Tonmergel bis mergeligem Siltstein. Besonders im höheren Abschnitt sind kaum verfestigte, kalkige Sandsteinbänke und Kalksandsteine eingeschaltet. Besonders östlich des Embalse de Puentes treten auch geringmächtige Konglomeratlagen auf.

Die monotone Abfolge fällt makroskopisch lediglich durch ihre schichtparallele Farbänderung im dm- bis m-Bereich auf (Abb.28). In sehr kalkigen Partien dominieren graue bis hellbraune Farben, weniger kalkige Abschnitte sind dagegen braun bis rötlich gefärbt. Die Färbung ist unabhängig von der Korngröße einzelner Schichten und kann auch innerhalb einer mächtigeren siltigen Tonmergelbank abrupt wechseln. Außer Pflanzenhäcksel und stellenweise sehr wenig, feinem Schalendetritus ist die Abfolge makrofossilfrei. Nur im unteren Abschnitt treten einige gradierte oder bioturbate Sandsteinbänke auf.

In Dünnschliffen einzelner Sandsteine sind überwiegend terrigene Komponenten (v.a. Gesteinsbruchstücke) erkennbar. Als Nebenkompenten sind meist zerbrochene Schalen planktonischer und benthonischer Foraminiferen sowie karbonatische Extraklasten vorhanden.

Interpretation

Die Lithofaziesmerkmale lassen auf überwiegend subaquatische Bildungsbedingungen schließen. Für die auffälligen Färbungen der Abfolge sind möglicherweise diagenetische Karbonatisierungs- (Calichebildungen) oder Oxidationsprozesse unter terrestrischen Bedingungen verantwortlich, wofür vor allem die schichtunabhängigen Farbwechsel sprechen. Allerdings sind sowohl Ablagerungsbedingungen als auch Diagenese-prozesse ohne detailliertere Untersuchungen (z.B. Mikrofossilinventar, Mineralneubildungen) nur unter Vorbehalt rekonstruierbar.

Montenat et al. (1990a) kartieren im Bereich der Typlokalität erstaunlicherweise terrestrisch-fluviatile, quartärzeitliche Deckschichten. Den eigenen Untersuchungen zufolge sind die Ablagerungen, zumindest im entsprechenden Bereich, eindeutig Teil der obermiozänen Schichtfolge.

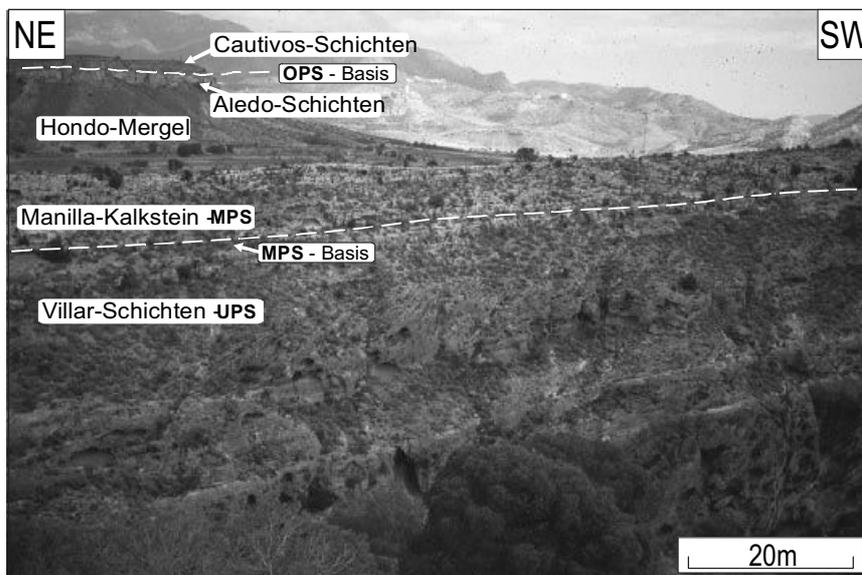


Abb. 27: - Villar-Schichten im östlichen Teil des Lorca-Beckens: Mächtige deltatypische Vorschüttungsblätter und karbonatische Deckschichten im Aufschlußbereich Monte del Villar in der Rambla de Lebor. Gestrichelte Linie markiert diskordante Übergänge **UPS - MPS** und **MPS - OPS** (Hintergrund links).



Abb. 28: - Mittlerer Teil der Tiemblos-Schichten im Bereich der Typlokalität (NW- Lorca-Becken, Anlage 3). Kaum verfestigte siltige Tonmergel mit eingeschalteten verwitterungsresistenteren Sandsteinbänken. Auffälligste Merkmale sind schichtunabhängige Farbwechsel, für die vermutlich Karbonatisierungs- (Calichebildung) und Oxidationsprozesse unter terrestrischen Bedingungen verantwortlich sind.

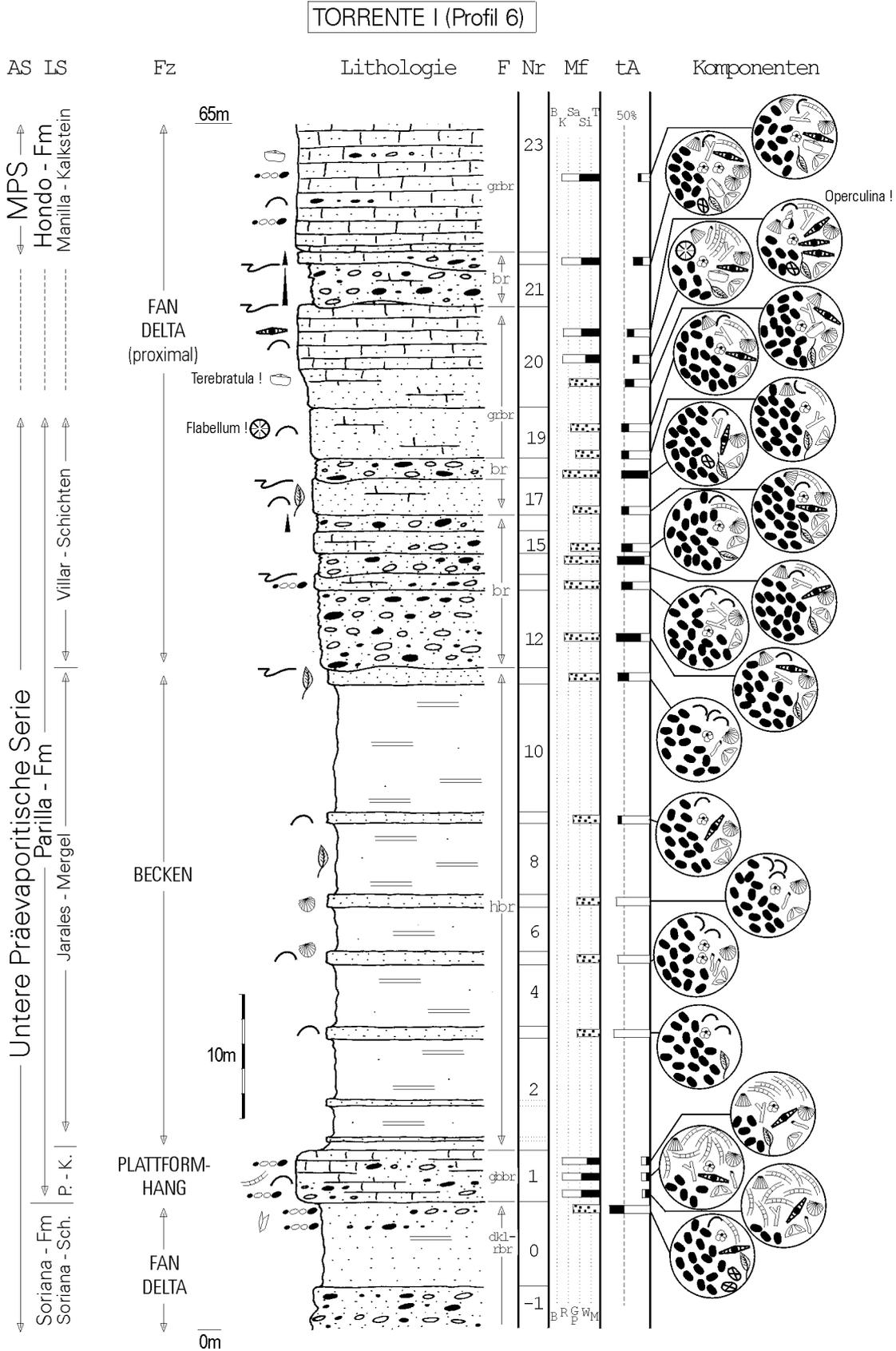


Abb.29: - Profildarstellung eines Großteils der UPS und des basalen Abschnitts der MPS im Bereich Torrente (E-Lorca-Becken, Anlage 1).
 Liegendes: min. 50m rotbraune Konglomerate der Soriana Schichten; Hangendes: karbonatklastische Faziestypen des Manilla-Kalksteins.
 Der Aufschlußbereich liegt in unmittelbarer Nähe der Alhama de Murcia Verwerfung (AMV) und repräsentiert zudem einen Ablagerungsraum größerer Wassertiefe. Beachte konkordanten Kontakt zwischen UPS und MPS.

1.2. MITTLERE PRÄEVAPORITISCHE SERIE (MPS)

Alter: - Oberes Tortonium (Montenat et al. 1990a),
unteres bis mittleres Tortonium (u.a. Guillén Mondéjar 1994),
oberes Tortonium bis unterstes Messinium (Dittert et al. 1994, Michalzik 1994, Jurkschat 1995b,
Steffahn 1995, Taberner et al. 1998)

Max. Mächtigkeit: - mehrere 100m

Liegendes: - Überwiegend diskordanter Kontakt zur **UPS**, lokal auch zum Betikum (v.a. im Bereich Sr. de la Tercia, Abb.31) und Subbetikum (NW-Lorca-Becken, Anlage 3). Örtlich konkordanter Kontakt zur **UPS** (Jarales-Mergel - Hondo-Mergel, E-Lorca-Becken, Anlage 1).

Hangendes: - Diskordanter Kontakt zur **OPS** in randlichen Beckenbereichen (v.a. im SW-Lorca-Becken, Anlage 2). Entlang des Serrata-Höhenzuges konkordanter Kontakt zur **OPS** (Abb.10).

Tektonische Schichtdeformationen: - Im Vergleich zur **UPS** relativ geringe Deformationen (vom Bereich innerhalb und entlang der **AMV** abgesehen). Im Bereich der Sr. de la Tercia Schichten leicht aufgestellt, Abschiebungen (z.T. synsedimentär, Abb.88) v.a. im östlichen und südwestlichen Teil des Lorca-Beckens (Anlage 1 und 2).

Formationen: - Bei der **MPS** fallen Serien- und untergeordnete Formationsgrenzen zusammen. Aus diesem Grund besteht die Einheit ausschließlich aus der Hondo-Formation.

1.2.1. HONDO-FORMATION

[nach Geel 1976]

Alter, max. Mächtigkeit, Liegendes und Hangendes: - siehe **MPS**

Schichtglieder: - Manilla-Kalkstein, Hondo-Mergel, Aledo-Schichten und Rufetes-Schichten. Verzahnung zwischen Manilla-Kalkstein und unterem Hondo-Mergel sowie zwischen Aledo- und Rufetes-Schichten und oberem Hondo-Mergel.

a. Manilla-Kalkstein

[nach dem Manilla-Höhenzug im NE der Sierra de la Tercia, E-Lorca-Becken, siehe Anlage 1]

Alter: - Mittleres Tortonium (u.a. Montenat et al. 1990a, Guillén Mondéjar 1994, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994)

Max. Mächtigkeit: - 80m

Liegendes: - siehe **MPS**

Hangendes: - Kontakt zu Hondo-Mergel und Rufetes-Schichten konkordant, lokal auch konkordanter Kontakt zu Aledo-Schichten (N-Rand Sr. de la Tercia) und **OPS** (SW-Lorca-Becken, Anlage 2).

Vorkommen: - Der Manilla-Kalkstein ist innerhalb der Schichtfolge des Lorca-Beckens einer der markantesten morphologischen Elemente. Im Bereich der Sr. de la Tercia streicht er als nach N abtauchende, leicht wellige Pultscholle weitflächig aus und ist in unmittelbarer Nähe der **AMV** (E-Lorca-Becken, Anlage 1) in die „en echelon“-Faltung der **UPS** (s.S.14) einbezogen. Im südwestlichen Teil der Sr. de la Tercia tritt die Einheit morphologisch kaum in Erscheinung. Im SW-Lorca-Becken (Anlage 2) markiert der Manilla-Kalkstein oberhalb des Parilla-Kalksteins einen zweiten auffälligen Höhenzug, der vom Cejo de los Enamorados ausgehend eine deutliche bis ins nördliche Lorca-Becken durchhaltende Schichtstufe („Cejo Cano“) bildet.

Faziestypen: - Der Benennung entsprechend dominieren Kalksteine. Sie können in Riffkalk und Rotalgenkalk sowie Kalkarenite bis rudite gegliedert werden. Geringmächtige Konglomeratlagen treten nur untergeordnet auf. Im E-Lorca-Becken und nördlich Lorca treten gemischt siliziklastisch-karbonatische Gesteine auf, die hier zusammen als Kalkstein bis Konglomerat beschrieben werden.

Riffkalk und Rotalgenkalk

Der Manilla-Kalkstein wird zu großen Teilen von Riffkalk (Korallen-Framestone) aufgebaut, der häufig nur durch seine stratigraphische Position von entsprechenden Faziestypen anderer Einheiten unterscheidbar ist. Mit Ausnahme der Bereiche südwestliche Sierra de la Tercia sowie Torrente und Umgebung sind Riffkalke in fast allen Teilbereichen des Lorca-Beckens in ganz unterschiedlichen Mächtigkeiten und lateralen Ausdehnungen entwickelt. Dabei sind im Manilla-Kalkstein -im Gegensatz zu allen anderen Einheiten-

ten- mächtige, lateral durchhaltende, massive Riffkalke erheblich weiter verbreitet als Fleckenriffe. Die mächtigsten und zugleich ausgedehntesten Vorkommen sind hauptsächlich in zwei Riffkalk-Provinzen entwickelt. Im E-Lorca-Becken vor allem in der Umgebung der Manilla sowie der Ortschaft Aledo (Anlage 1) und im gesamten westlichen Teil des Lorca-Beckens von der Sr. de la Peña Rubia bis in nördliche Beckenbereiche (Anlage 2 und 3).

In den Profilen Manilla I bis III (Abb.36-38) und Aledo I (Abb.39) dominieren massige, gelbgraue Riffkalke, die durch meist mäandrierend oder auch fächerförmig wachsende Korallen (*Porites* sp. und *Tarbellastrea* sp.) gekennzeichnet sind. Häufig ist die Basis einzelner Riffhorizonte stark mergelig und kaum verfestigt. In diesen Bereichen sind durch intensive Tafooni-Verwitterung tiefe Hohlkehlen ausgebildet (Abb.32). Als Begleitfauna erkennt man vor allem Rotalgen, aber auch Bivalven, Seeigel und Bryozoen sowie Balaniden und Serpelnröhren. Im höheren Teil des Manilla-Kalksteins treten lokal häufig große Gastropodensteinkerne (*Conus* sp.) auf.

Die im E-Lorca-Becken im allgemeinen relativ geringmächtigen Riffkalke werden nur in den morphologisch höchsten und schwer zugänglichen Bereichen der „Manilla“ mehrere 10er m mächtig, wo sie zudem von auffallend weißgrauer Farbe sind. Der Riffkalk ist hier durch fehlende Zementation außerordentlich porös und dennoch sehr kompakt ausgebildet. Neben der typischen Begleitfauna ist er durchweg von Steinkernen großer Gastropoden (*Conus* sp.) und Bohrmuscheln (*Lithophaga* sp.) durchsetzt; die Wuchsformen einzelner Korallen sind nur selten erkennbar.

Im westlichen Teil des Lorca-Beckens, zwischen Profil Empuñadura (Abb.24) und Profil Canteras (Abb.40), wird fast der gesamte Manilla-Kalkstein von Riffkalcken aufgebaut, die mehrere 10er m Mächtigkeiten erreichen. Anders als in östlichen Beckenbereichen ist gelegentlich auch die Koralle *Platygyra* sp. zu finden. Insgesamt überwiegen fächerartig wachsende Korallen, die mehrere dm Wuchshöhe erreichen können. Die im allgemeinen hochdiverse Begleitfauna wird besonders in höheren Teilen von bohrenden Organismen beherrscht. Vereinzelt treten kleinere Austern-Bioherme auf. Nur lokal und in unterschiedlichen Niveaus sind geringmächtige, hellgraue Rotalgenkalke (Hartmann 1995) eingeschaltet.

Die Riffkalk-Anteile nehmen vom Profilbereich Canteras (SW-Lorca-Becken, Anlage 2) in nördliche Richtung kontinuierlich ab. Im Profilbereich Tiemblos (NW-Lorca-Becken, Abb.41) sind nur noch in zwei durch konglomeratische und sandige Einschaltungen getrennten Niveaus geringmächtige *Porites*-Fleckenriffe entwickelt. Erst weiter westlich sind Riffkalke wieder von größerer Bedeutung.

Interpretation

Die beschriebenen Riffkalke erinnern stark an den entsprechenden Faziestyp des Parilla-Kalksteins. Position und Geometrie der mächtigen südlichen und östlichen Riffkomplexe geben keinerlei Hinweise auf bedeutende Unterbrechungen des Korallenwachstums und deuten auf einen küstennahen Bildungsraum (Küstenriffe; „fringing reefs“). Die in nordwestlichen Beckenbereichen vertretenen Fleckenriffe wachsen z.T. direkt Fächerschüttungen oder Kalkareniten auf. Dies kann auf eine Bildung im Bereich einer festlandnahen, offenen Plattform hinweisen. Möglich ist aber auch, daß die Bildung mächtigerer Riffkörper durch den hohen Detrituseintrag und/oder durch zu geringe Subsidenz in diesem Beckenteil verhindert wurde.

Kalkarenite bis -rudite

Ebenso häufig wie vielfältig sind Kalkarenite und Kalkrudite (bioklastische Grain- und Rudstones) im Manilla-Kalkstein vertreten. Es handelt sich sehr oft um massige, teilweise gebankte, mitunter aber auch bioturbate Riffschuttkalke, die neben fein- bis grobkörnigen Korallenfragmenten das gesamte Spektrum an Begleitfauna aufweisen können. Der terrigene Anteil ist in allen Profilbereichen vergleichsweise gering.

Im E-Lorca-Becken, in den Profilen Manilla I bis III (Abb.36-38) und Aledo I (Abb.39), taucht am Top der Einheit vermehrt die Großforaminifere *Operculina* sp. auf. Die Foraminiferen-Anteile sind z.T. so hoch, daß das Gestein als Operculinenkalkstein (grober Operculinen-Grainstone) bezeichnet werden kann. Anders als beim ansonsten vergleichbaren Operculinenkalkstein des Parilla-Kalksteins (Abb.20, S.23) zeigen die Großforaminiferen weder Einregelungen noch vertikale Korngrößentrends.

Im unteren Abschnitt der Profile Manilla III und IV (Abb.38 u. 42) ist ein hellgrauer, schlecht verfestigter, grober Bryozoenkalkstein aufgeschlossen. Er ist besonders durch das Fehlen ansonsten überall gegenwärtiger Korallenfragmente gekennzeichnet. Bis zu einige cm große Kolonien oder Fragmente cyclostomater Bryozoen bilden die Hauptkomponente. Daneben erkennt man noch Bruchstücke von Rotalgen und Bivalven. Im Dünnschliff sind zusätzlich Klasten von Echinodermen und meist benthonischen Foraminiferen identifizierbar. Oftmals weist die Grundmasse erhöhte Mikritgehalte auf, so daß das Gestein mikrofaziell als schwach ausgewaschener Bryozoen-Grain- bis Rudstone zu bezeichnen ist (Abb.33).

Im NW-Lorca-Becken sind örtlich die obersten m der Einheit durch das Vorkommen großer, unfragmentierter Steinkerne der Turmschnecke *Turritella* sp. gekennzeichnet. Im Profilbereich Tiemblos (Abb.41) tritt diese

Schneckengattung am Top des Manilla-Kalksteins sogar gesteinsbildend auf (Abb.34: Turitellakalkstein; Turitella-Rudstone). Ansonsten sind neben unbestimmbaren Schalenresten hin und wieder kleine, rundliche Gastropoden- und Bivalvensteinkerne sowie Austernschalen zu finden. Im Dünnschliff erkennt man zudem sehr feinkörnige Korallenbruchstücke (*Porites* sp.), Fragmente von Balaniden, Echinodermen und Rotalgen. Die Steinkerne bestehen aus mikritischem Material, in dem vereinzelt planktonische Foraminiferen erkennbar sind (Wackestone).

Interpretation

Die beschriebenen Gesteine lassen sich riffnahen Bereichen zuordnen. Die meisten Riffschuttkalke können dem Zwischenriff oder der Riff flanken zugeordnet werden. Aufgrund der Faziesbeziehungen dürfte der Operculinenkalkstein (einschl. operculinenreiche Riffschuttkalke) den Vorriffbereich kennzeichnen. Der Bryozoenkalk wird dagegen als Bildung des Rückriffbereiches interpretiert, der hier in Stillwasserfazies (ev. Lagune) entwickelt ist. Das z.T. massenhafte Auftreten der Turmschnecke *Turitella* sp. insitu im NW-Lorca-Becken weist auf einen sehr „flachen“ Bildungsraum hin. Ein kurzzeitiges Auftauchen des Ablagerungsraumes nach oder vor der Besiedlung ist nicht auszuschließen.

Konglomerat

Geringmächtige Konglomeratlagen oder –linsen spielen zwar insgesamt nur eine untergeordnete Rolle, sind aber in nahezu allen Aufschlußbereichen vorhanden. Vor allem die Basis des Manilla-Kalksteins ist typischerweise stark konglomeratisch ausgebildet. Das Geröllspektrum spiegelt hier im wesentlichen die Zusammensetzung des jeweiligen Unterlagers wider. So können die meist gerundeten, selten mehr als einige dm großen Komponenten nicht nur betischen Grundgebirgskomplexen sondern auch älteren Einheiten der neogenen Beckenfüllung zugeordnet werden. Besonders Kalk- oder Dolomitgerölle sind vielfach angebohrt. Im Unterschied dazu bestehen die in höheren Niveaus z.T. rinnenartig eingeschalteten Konglomerate vorzugsweise aus betischem Material.

Interpretation

Aufgrund der charakteristischen Merkmale wird der Basisbereich des Manilla-Kalksteins als mariner Aufarbeitungshorizont angesehen, der, da beckenweit ausgeprägt, auf ein transgressives Ereignis hindeutet. Die rinnenartigen Konglomerateinschaltungen höherer Niveaus werden dagegen als nicht näher differenzierbare Fächerablagerungen interpretiert.

Kalkstein bis Konglomerat

Nördlich Lorca und im E-Lorca-Becken, im Bereich Torrente und Umgebung (Anlage 1) besteht der Manilla-Kalkstein hauptsächlich aus Konglomerat und Kalkstein. Da zwischen den Faziestypen alle Übergänge zu Sandstein und Kalksandstein bestehen, sind präzise Gesteinsansprachen oftmals erst nach Dünnschliffanalysen möglich.

Im E-Lorca-Becken dominieren besonders im mittleren und jüngeren Abschnitt der Einheit wenige dm bis einige m mächtige Konglomeratbänke (Profil Torrente 1 u. Dique 12, Abb.29 u. 48). Das häufig kalkarenitisch gebundene Konglomerat ist graubraun bis braun gefärbt. Oftmals sind erosive Liegend-Kontakte ausgebildet. Die fein- bis grobkiesigen Gerölle entstammen überwiegend betischen Einheiten, zeigen alle Rundungsgrade und sind mitunter auch plattig. Die Bänke sind ungeschichtet bis grob horizontalgeschichtet; Imbrikationsgefüge sind dagegen kaum entwickelt. Im unteren Abschnitt sind „fining upward“- , im oberen Abschnitt eher „coarsening upward“-Korngrößentrends ausgebildet. Nicht selten „schwimmen“ grobe, kantige Blöcke betischen Materials oder -besonders im höheren Teil- bis 40 cm große, gerundete *Porites*-Blöcke in einer feinkonglomeratischen bis grobsandigen Grundmasse (Abb.35), so daß makroskopisch ein grundmassegestütztes Gefüge entsteht. Reichlich vorhandene Schalenreste sind meist unbestimmbar, nur selten erkennt man kaum fragmentierte Gehäuse von Echinodermen oder Bivalven (u.a. *Spondylus* sp.). Bei abnehmendem Geröllanteil und in Abhängigkeit vom kalkarenitischen Bindemittel geht das Konglomerat schnell in geröllführenden, mäßig verfestigten Sandstein, Kalksandstein oder Kalkstein über.

Überwiegend im mittleren Teil des Manilla-Kalksteins tritt ein grau bis graubraun gefärbter Kalkstein auf, der im dm- bis m-Bereich gebankt ist (Profil Torrente 2, Abb.43). Oftmals liegt grobe Horizontalschichtung vor, einige Bänke sind auch normal gradiert, dünnbankige Abschnitte sind mitunter amalgamiert. Der grundsätzlich hohe terrigene Anteil liegt in Fein- bis Grobsand-, stellenweise auch in Feinkiesfraktion vor und unterscheidet ihn deutlich von allen bisher genannten Kalksteintypen. Ebenso unverwechselbar und somit eine gute Kartierhilfe ist die charakteristische Verwitterungsform, die zur Entstehung länglicher, höckriger Sedimentstrukturen führt. Die Verwitterungsform wird offensichtlich durch unterschiedliche Ze-

mentation sandiger und sandfreier Bereiche hervorgerufen (Abb.35). Das Fossilinventar besteht überwiegend aus Bruchstücken von Bivalven und Echinodermen, sehr häufig findet man Steinkerne der Brachiopodengattung *Terebratula* sp.. Nördlich Torrente (E-Lorca-Becken) wurde ein etwa 2 m langer Palmenstamm mit einem Ø von ca. 20 cm gefunden.

Mikrofaziell besteht der Kalkstein aus unterschiedlich gerundeten, nicht immer eindeutig identifizierbaren Bioklasten und einem variierenden terrigenen Anteil. Einige Bioklasten stammen von Rotalgen, Echinodermen und Bivalven. Teilweise erkennt man auch Fragmente benthonischer und planktonischer Foraminiferen. Insbesondere Fragmente der Großforaminifere *Operculina* sp. und cyclostomater Bryozoen erinnern stark an Operculinen- und Bryozoenkalkstein der Manilla-Profile. Ansonsten sind neben kantigen Gastropodenklasten noch Serpelnröhren und Balaniden enthalten. Als terrigene Komponenten erkennt man inkohlte Holzreste, betische Gesteinsfragmente und terrigenen Quarz. Die Grundmasse besteht zu unterschiedlichen Anteilen aus tonigem Feinsediment, Mikrit oder Zement. Den Merkmalen entsprechend ist der Kalkstein als sandiger Packstone, z.T. aber auch als schwach ausgewaschener Grain- bis Rudstone zu bezeichnen.

In vielen Bänken zeigen die Komponenten sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch eine auffällig gleichgerichtete, parallele Einregelung, die nahezu immer durch die länglichen, höckrigen Sedimentstrukturen nachgezeichnet wird (Abb.35). Vorwiegend an den länglichen Sedimentstrukturen, in einigen Fällen aber auch an größeren länglichen Geröllen oder Fossilien (auch am Palmenstamm), wurden Einregelungsmessungen vorgenommen. Diesen Messungen zufolge überwiegen zwei lineare Komponenten (Abb.30). In den südlichen Vorkommen bei Torrente dominiert eine E-W gerichtete Einregelung, nördlich davon im Bereich La Anchurica ist eine NW-SE-Richtung entwickelt.

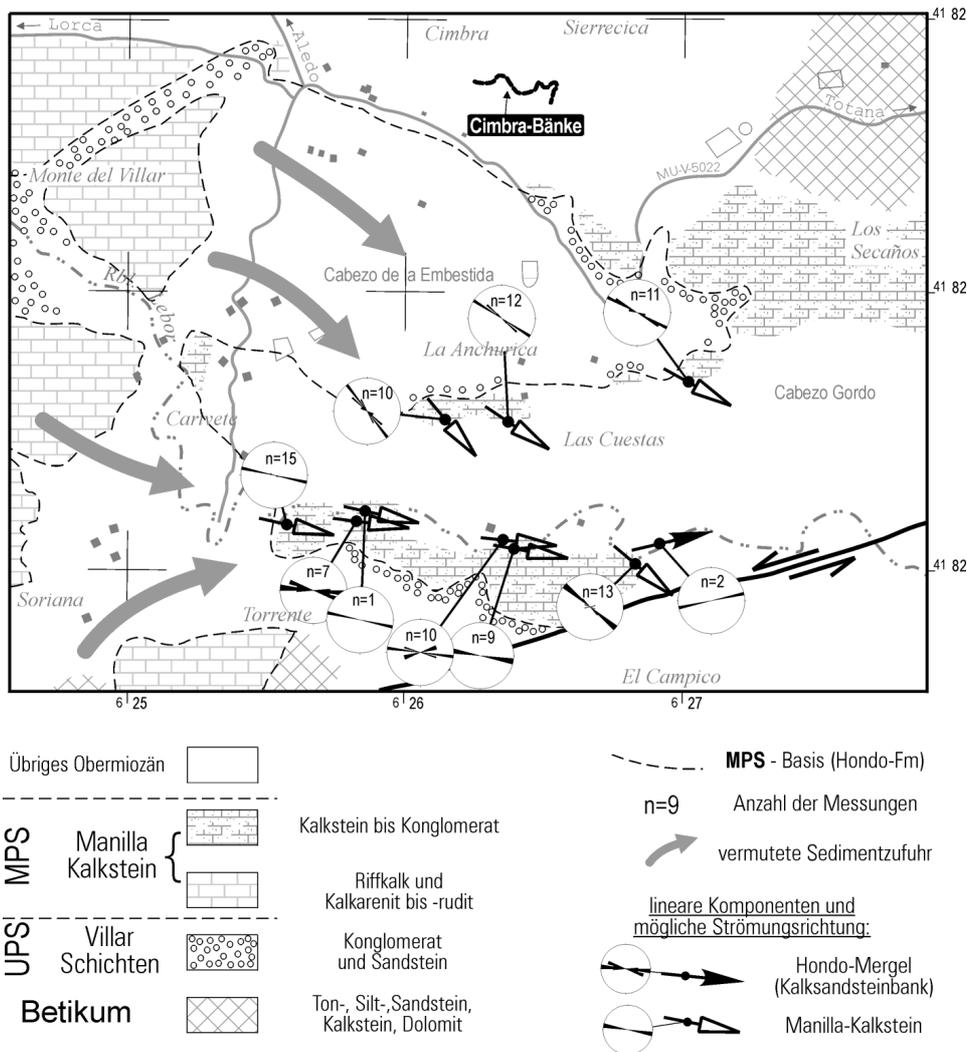


Abb.30: - Im E-Lorca-Becken durchgeführte Einregelungsmessungen an länglichen Sedimentstrukturen, Geröllen und Fossilien (einschl. Palmenstamm) im Manilla-Kalkstein ergeben überwiegend zwei lineare Komponenten (NW-SE und E-W). Als mögliche Liefergebiete können (par)autochthone Kalksteine und betische Einheiten der Sr. de la Tercia angenommen werden. Dementsprechend kann unter Vorbehalt eine E- und eine SE-gerichtete Strömungsrichtung abgelesen werden.

Interpretation

Das gemeinsame Auftreten einer hochdiversen Faunenvergesellschaftung und terrigener Komponenten sowie tonigem Feinsediment und Mikrit spricht für eine umlagerungsbedingte Komponentenvermischung. Die Fossilien sind unterschiedlichen Lebensräumen zuordbar, für das sandige Sediment untypisch und stützen den allochthonen Charakter. Sedimentstrukturen weisen auf eine submarine Umlagerung in Form von „debris flows“, „stream flows“ oder auch von Turbiditen hin.

Räumliche Beziehungen zu (par)autochthonen Kalksteinen bzw. betischen Einheiten im Bereich der Sr. de la Tercia deuten auf eine Sedimentzufuhr aus NW und W und lassen unter Berücksichtigung von Einregelungsmessungen, wenn auch unter Vorbehalt, E- und SE-gerichtete Strömungsrichtungen annehmen.

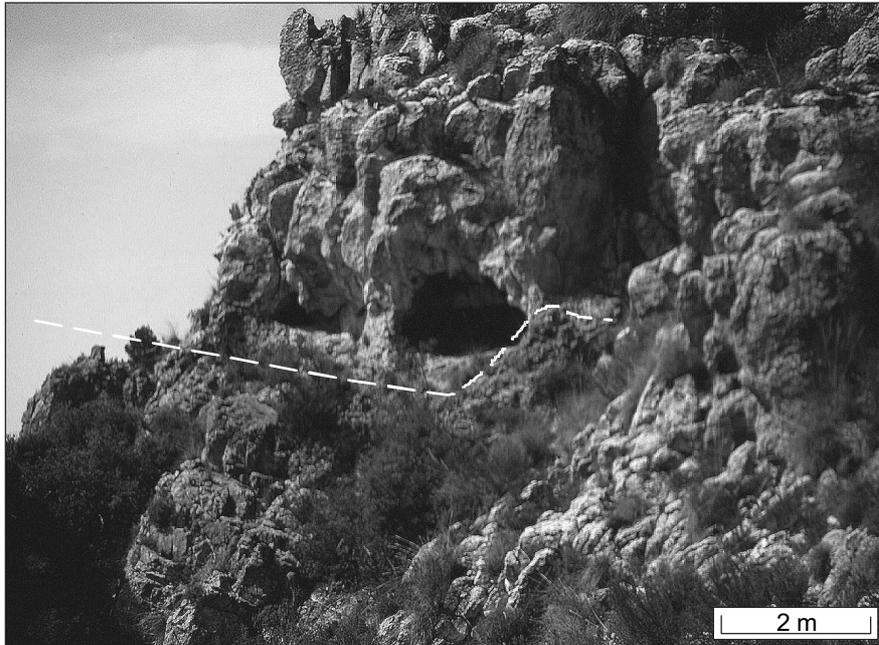


Abb. 31: - Manilla-Kalkstein transgressiv-diskordant (gestrichelte Linie) auf dunklen, betischen Dolomiten; unterhalb des Manilla-Höhenpunktes (Sierra de la Tercia).



Abb. 32: - Stark mergelige Basis von *Porites*-Riffkalk unterstützt intensive Tafooni-Verwitterung; Manilla-Kalkstein im E-Lorca-Becken am Monte del Villar (Anlage 1).

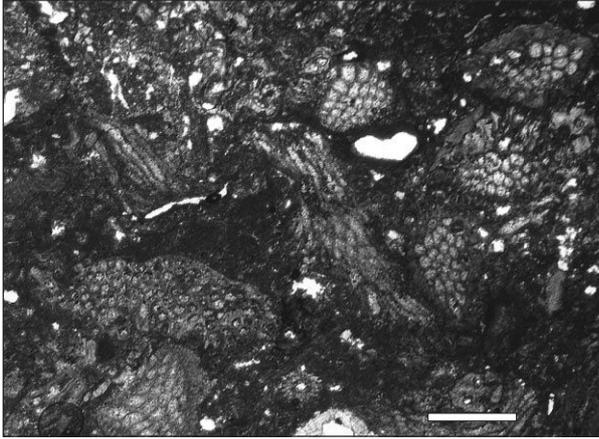


Abb. 33: - Cyclostomate Bryozoen bilden die Hauptkomponente des schwach ausgewaschenen Bryozoen-Rudstones. Er tritt vorzugsweise im Rückriff-Bereich auf, der am Monte del Villar in Stillwasserfazies (ev. Lagune) entwickelt ist. Balkenlänge 1 mm, Nicols II

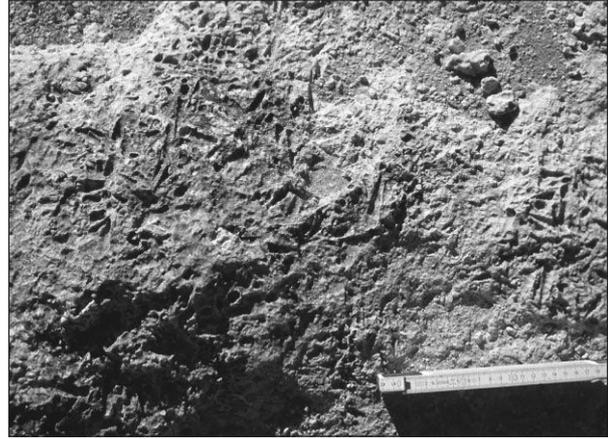


Abb. 34: - Das z.T. gesteinsbildende Auftreten der Turmschnecke *Turitella* sp. am Top des Manilla-Kalksteins wird als insitu-Bildung angesehen und weist auf ein sehr "flaches" Ablagerungsmilieu hin. Ein kurzzeitiges Auftauchen des Ablagerungsraumes nach oder vor der Besiedlung ist nicht auszuschließen (Profilbereich Tiemblos, NW-Lorca-Becken).

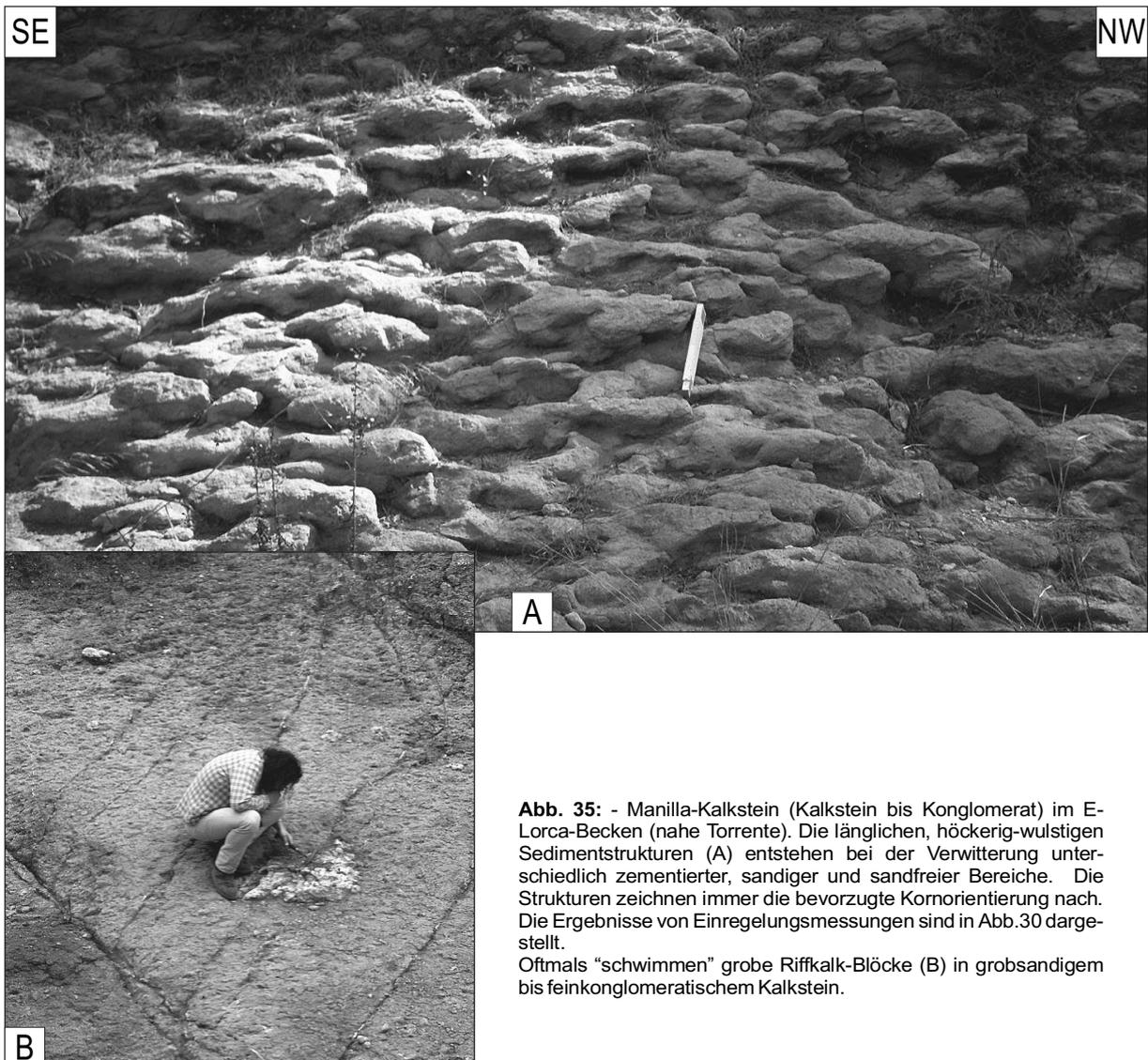


Abb. 35: - Manilla-Kalkstein (Kalkstein bis Konglomerat) im E-Lorca-Becken (nahe Torrente). Die länglichen, höckerig-wulstigen Sedimentstrukturen (A) entstehen bei der Verwitterung unterschiedlich zementierter, sandiger und sandfreier Bereiche. Die Strukturen zeichnen immer die bevorzugte Kornorientierung nach. Die Ergebnisse von Einregelungsmessungen sind in Abb.30 dargestellt. Oftmals "schwimmen" grobe Riffkalk-Blöcke (B) in grobsandigem bis feinkonglomeratischem Kalkstein.

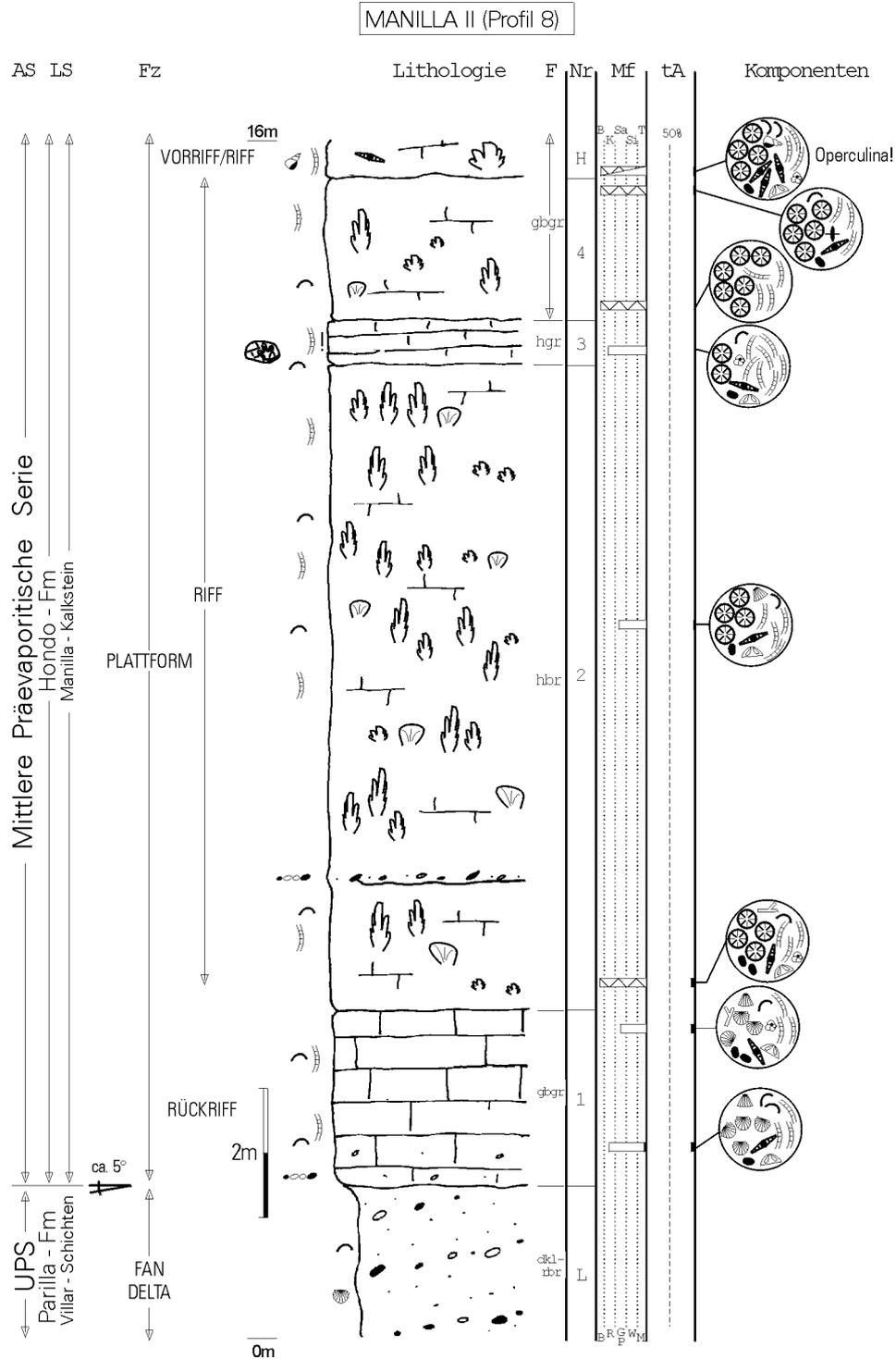


Abb.37: - Profildarstellung des Tops der Villar-Schichten und des Manilla-Kalksteins; E-Lorca-Becken, Monte del Villar in der Rambla de Lebor (Anlage 1).
 Liegendes: Konglomerat der Villar-Schichten; Hangendes: Geländeoberfläche.
 Der Aufschlußbereich kennzeichnet einen Riffkernbereich. Lediglich die basalen Faziestypen des Manilla-Kalksteins sind dem Rückriffbereich zuzuordnen. Der Operculinenkalkstein am Top wird dem Vorriffbereich zugeordnet.

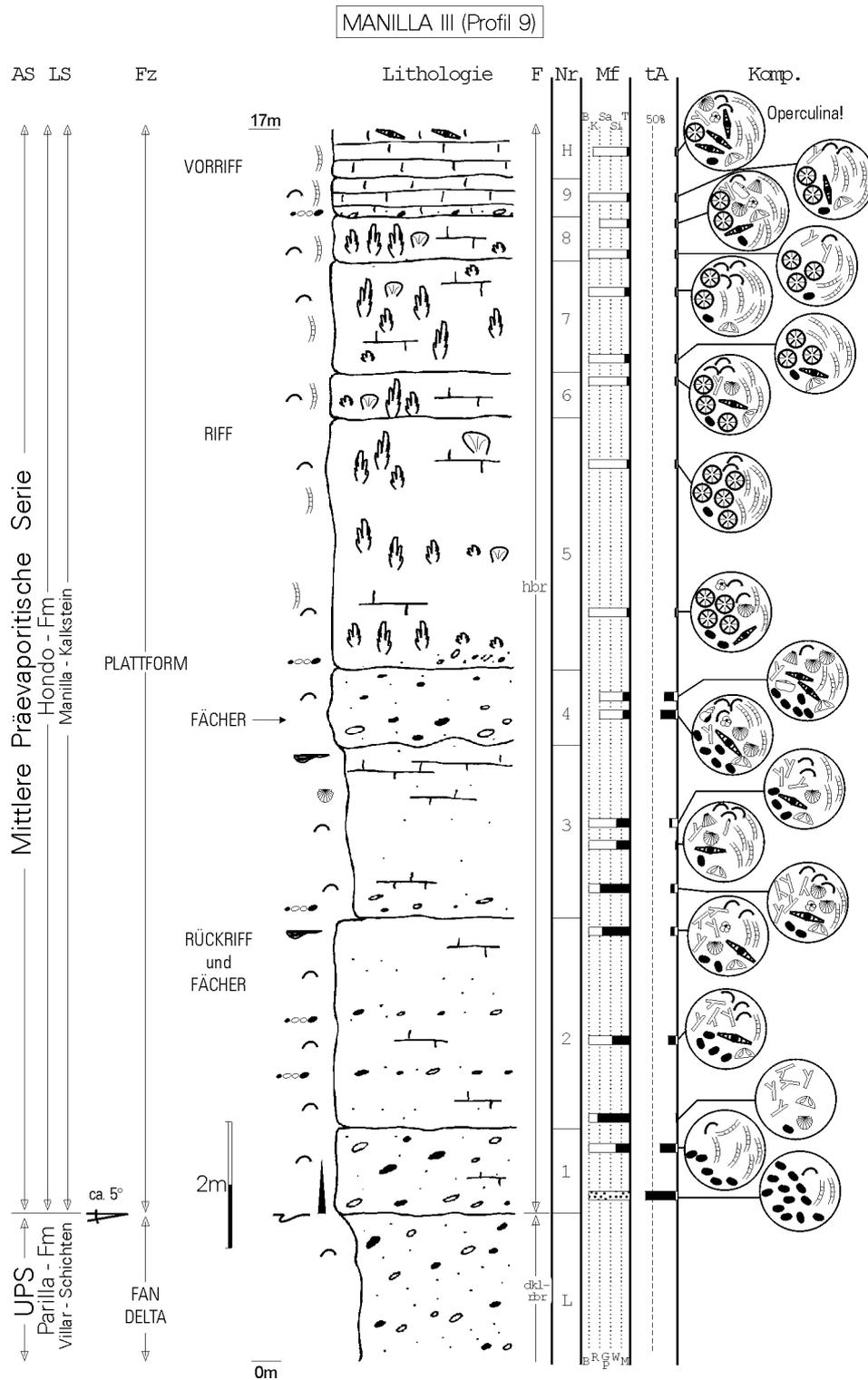


Abb.38: - Profildarstellung des Manilla-Kalksteins; E-Lorca-Becken, Monte del Villar in der Rambla de Lebor (Anlage 1).

Liegendes: Konglomerat der Villar-Schichten; Hangendes: Geländeoberfläche.

Der Aufschlußbereich charakterisiert eine äußerst festlandsnahe Beckenposition. Dies wird besonders an den stark konglomeratischen Faziestypen im unteren Profilabschnitt deutlich. Sie werden aufgrund fazieller Beziehungen zu den anderen Manilla-Profilen (Abb.36,37,42) dem Rückriffbereich zugeordnet.

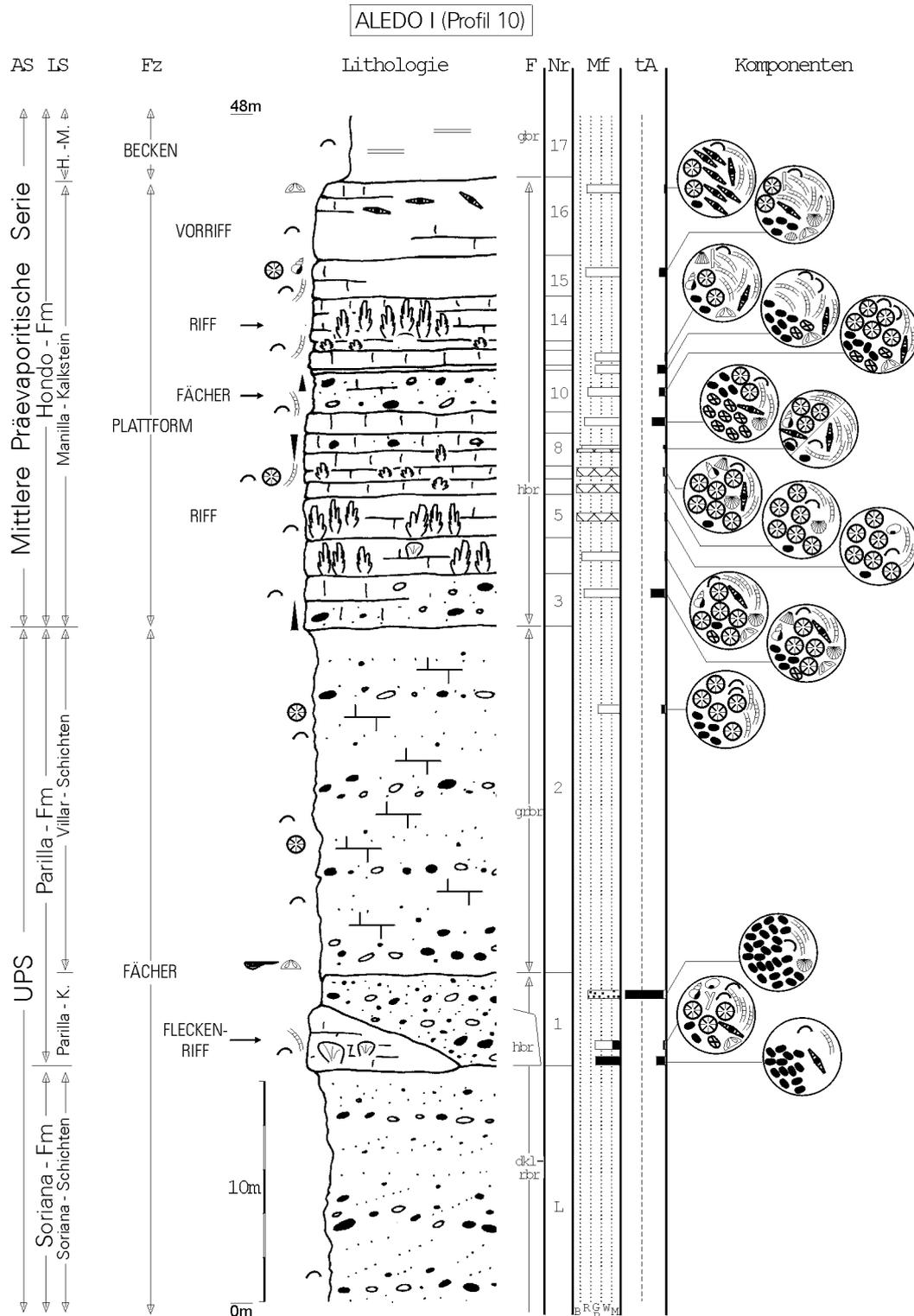


Abb.39: - Profildarstellung der Soriana-Schichten, des Parilla-Kalksteins und des Manilla-Kalksteins; E-Lorca-Becken, unterhalb der Ortschaft Aledo (Anlage 1).
 Liegendes: Konglomerat der Soriana-Schichten; Hangendes: Hondo-Mergel
 Das Profil repräsentiert eine äußerst festlandsnahe Beckenposition, so daß insbesondere die **UPS** nur sehr geringmächtig entwickelt ist. Der Manilla-Kalkstein zeigt hier eine ähnliche vertikale Faziesentwicklung wie im 2km südwestlich gelegenen Profil Manilla 1 (vgl. Abb.36).

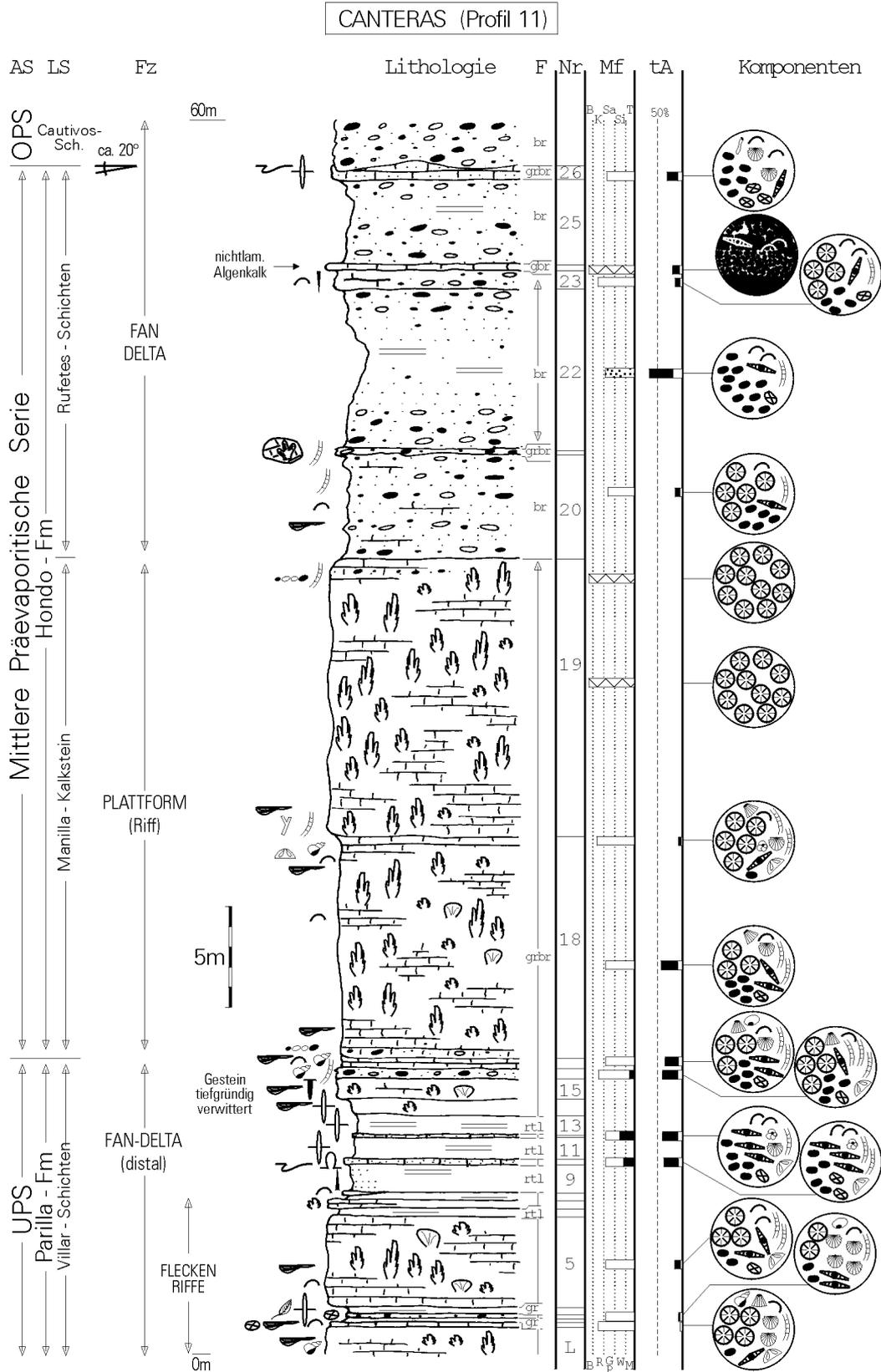


Abb.40: - Profildarstellung des Tops der Villar-Schichten, des Manilla-Kalksteins und des unteren Teils der Rufetes-Schichten; SW-Lorca-Becken etwa 1km westlich Los Cautivos (Anlage 2).
 Liegendes: klastische Abfolge der Villar-Schichten und des Jarales-Mergel; Hangendes: (diskordant) Cautivos-Schichten.
 Der Aufschlußbereich repräsentiert eine sehr beckenrandliche Position. Insbesondere die Riffkalke des Manilla-Kalksteins halten lateral bis in nördliche Beckenbereiche durch.
 Profilaufnahme: D. Michalzik, R. Fischer, M. Hartmann, F. Wrobel

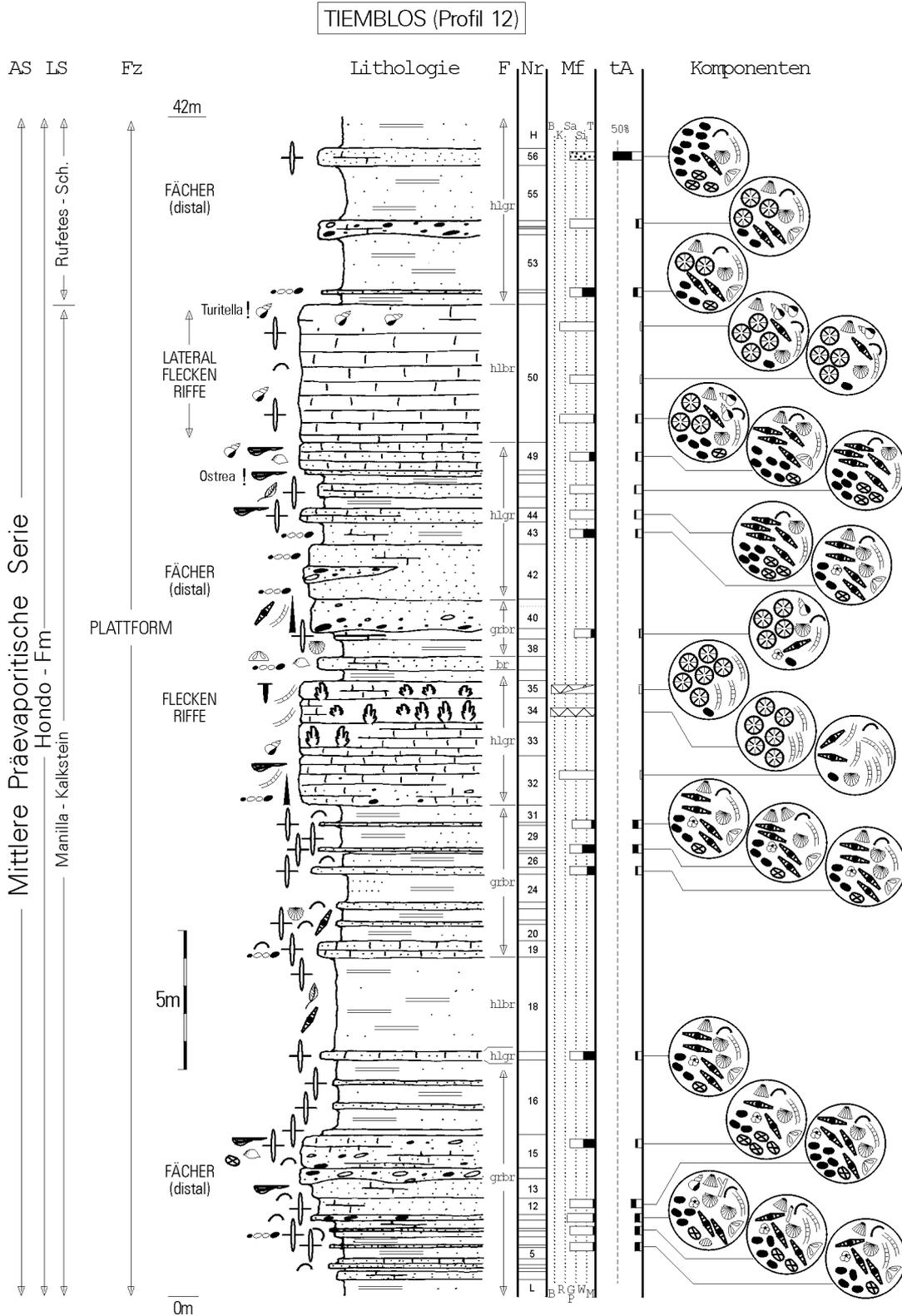


Abb.41: - Profildarstellung des Manilla-Kalksteins im NW-Lorca-Becken, etwa 1km östlich Los Tiemblos (Anlage 3).
 Liegendes: Feinklastische Abfolge der Tiemblos-Schichten; Hangendes: Feinklastische Abfolge der Rufetes-Schichten.
 Im Gegensatz zum E- und SW-Lorca-Becken ist der Manilla-Kalkstein hier durch sehr hohen Detrituseintrag gekennzeichnet. Dementsprechend treten Rifffalke gegenüber (mergeligen) Sandsteinen und Konglomeraten zurück.

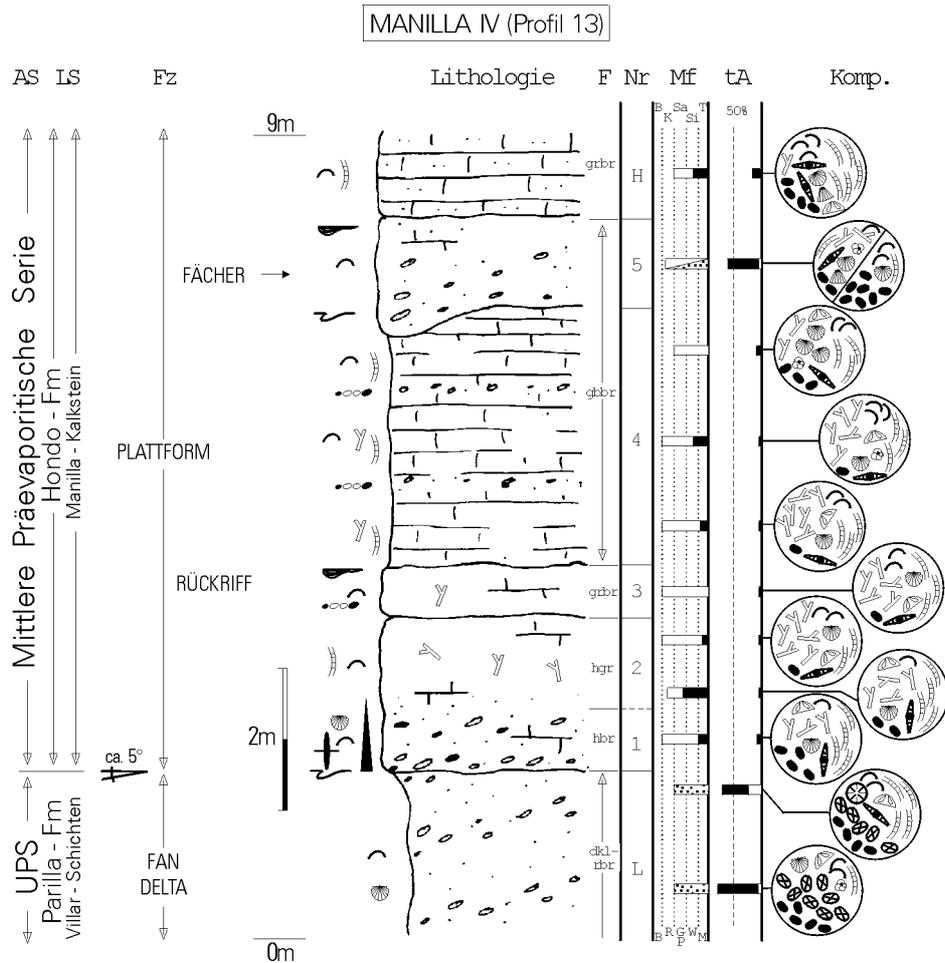


Abb.42: - Profildarstellung des Tops der Villar-Schichten und des Manilla-Kalksteins im E- Lorca-Becken nahe des Höhenpunktes des Monte del Villar in der Rambla de Lebor (Anlage 1).
 Liegendes: Konglomerat der Villar-Schichten; Hangendes: Geländeoberfläche.
 Der Manilla-Kalkstein fällt hier besonders durch gesteinsbildende, cyclostomate Bryozoen auf (Abb.33). Aufgrund fazieller Beziehungen zu den anderen Manilla-Profilen (Abb.36-38) kann der Manilla-Kalkstein hier dem Rückriffbereich zugeordnet werden.

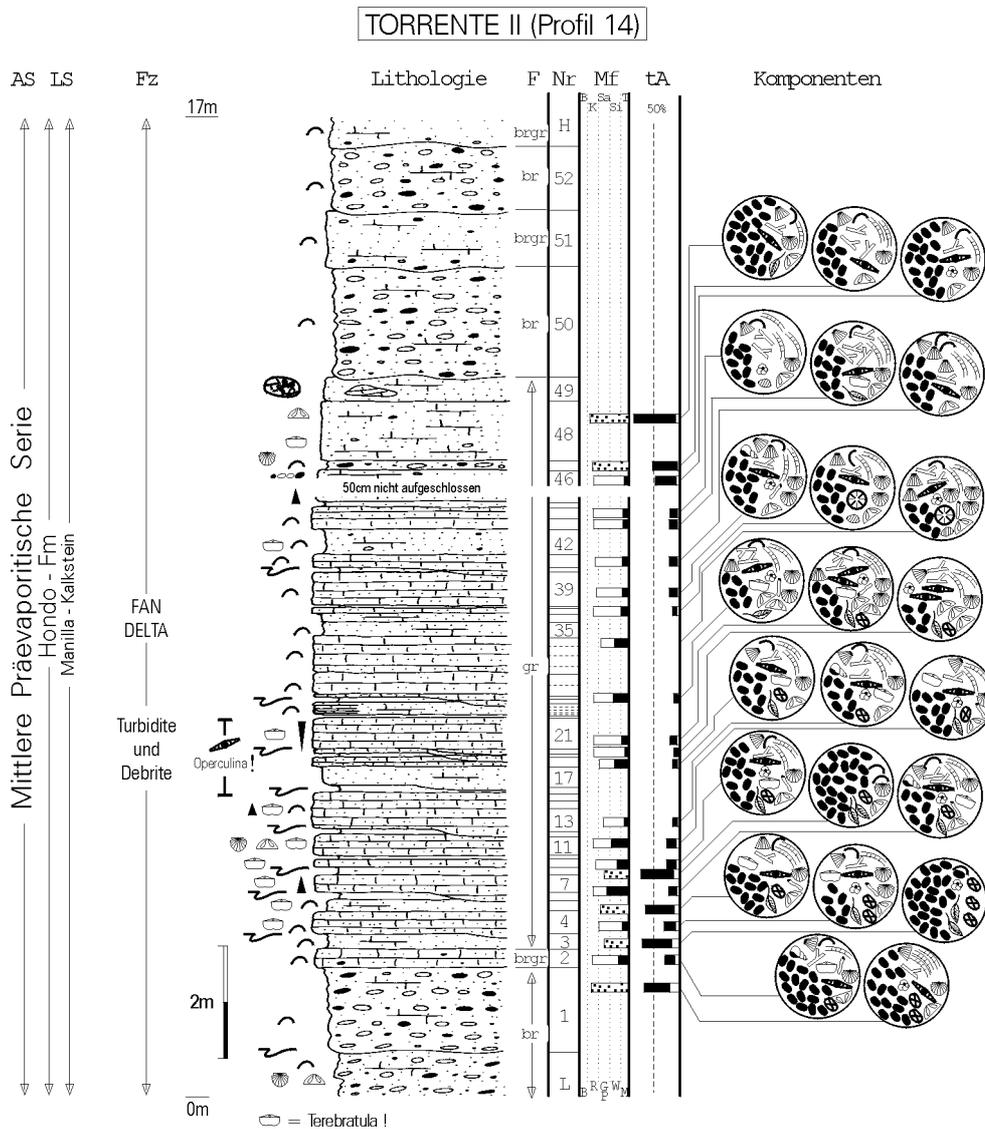


Abb.43: - Profildarstellung des mittleren Abschnitts des Manilla-Kalksteins; E-Lorca-Becken, Rambla de Lebor (Anlage 1).

Liegendes: Konglomerat des Manilla-Kalksteins und der Villar-Schichten (Profil Torrente I, Abb.29); Hangendes: Konglomerat und Sandstein des Manilla-Kalksteins (Profil Dique 12, Abb.48).

Das Profil liegt in unmittelbarer Nähe der Alhama de Murcia-Verwerfung. Besondere Merkmale sind häufig auftretende Brachiopoden (*Terebratula* sp.) und parallel ausgerichtete, längliche Sedimentstrukturen (hier nicht dargestellt), die eine bevorzugte Kornorientierung nachzeichnen und die in den Kalksteinen besonders ausgeprägt sind (Abb.35).

b. Hondo-Mergel

[nach dem Barranco Hondo im SW der Sierra de la Tercia]

Alter: - Oberes Tortonium (u.a. Guillén Mondéjar 1994),
oberes Tortonium bis unterstes Messinium (u.a. Montenat et al. 1990a, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994)

Max. Mächtigkeit: - einige 100m

Liegendes: - Konkordanter Kontakt zum Manilla-Kalkstein, lokal auch zum Jarales-Mergel (**UPS**, z.B. E-Lorca-Becken, Anlage 1). Örtlich diskordanter Kontakt zum Parilla-Kalkstein (**UPS**, südwestlicher Teil der Sr. de la Tercia und lokal im SW-Lorca-Becken, Anlage 2).

Hangendes: - Kontakt zu Aledo-Schichten (E-Lorca-Becken, Anlage 1) und zum Varied-Member (**OPS**, entlang Serrata-Höhenzug, Abb.10) konkordant.

Vorkommen: - Hondo-Mergel kommt nur im südöstlichen und östlichen Teil des Lorca-Beckens vor.

Faziestypen: - Die Einheit besteht überwiegend aus einer „monotonen“ Mergelfolge. Speziell am SW- und NE-Rand der Sierra de la Tercia weist der Hondo-Mergel zahlreiche Einschaltungen auf. Es handelt sich um Kalkkonkretionen und Siltsteine bis Konglomerate. Die Faziestypen werden der Übersicht halber zusammengefaßt beschrieben.

Mergel, Kalkkonkretionen und Siltsteine bis Konglomerate

Der kaum verfestigte, häufig etwas siltige Mergel ist meist ungeschichtet und von grauer bis gelbbrauner Farbe. Er zeichnet sich besonders durch einen sehr großen Mikrofossilreichtum aus. Auch makroskopisch erkennt man verschiedene Foraminiferen, kleinwüchsige, dünnchalige Gastropoden, Bivalven, Ostrakoden und Schwammnadeln sowie Fragmente von Serpuliden und Echinodermen. Zudem findet man meist unregelmäßig verteilt Pflanzenhäcksel und im unteren Abschnitt vereinzelt auch Haifischzähne. Abgesehen von oftmals grobklastischen Einschaltungen beckenrandlicher Bereiche (s.u.) finden sich insbesondere in zentralen Beckenteilen geringmächtige, meist bioturbate Silt- und Sandstein-Bänke oder auch harte Kalkmergelsteinbänke. Letztere können im höchsten Abschnitt des Hondo-Mergels, insbesondere entlang des Serrata-Höhenzuges, einen geringen Dolomit-Anteil aufweisen.

Im E-Lorca-Becken, speziell im Profilbereich Sierrecica 1 (Anlage 1, Abb.47), fallen im unteren Abschnitt des Hondo-Mergels sehr harte, kugelige bis abgeflachte Kalkkonkretionen mit bis zu zwei m \varnothing auf (Abb.44 u. 45). Ähnliche Konkretionen aus etwa gleicher stratigraphischer Position beschreibt auch Jurkschat (1995a) nördlich Lorca im Bereich der „A7“ (Abb.10). In mehreren Niveaus treten die Konkretionen meist unregelmäßig, z.T. aber auch lagenweise an dünne Siltsteinhorizonte gebunden auf. Stellenweise sind sie perl-schnurartig übereinander angeordnet und in Einzelfällen sogar vertikal „zusammengewachsen“. Kompositionell unterscheiden sich nur die wenigsten Konkretionen vom Mergel. Einige Konkretionen sind von länglichen, röhrenartigen und gipsbelegten Hohlräumen durchsetzt. In anderen findet man im Kern große Fossilfragmente (v.a. Austern, selten Korallen). Im Dünnschliff erkennt man als Hauptbestandteil sehr feinkristallinen Zement, ansonsten sind wenig terrigener Quarz und nur selten Echinodermenfragmente oder unbestimmbare Fossilreste enthalten.

Im E-Lorca-Becken, im Bereich zwischen den Profilen Manilla 1 und Sierrecica 1 (Anlage 1, Abb.36 u. 47), taucht im unteren Teil der Einheit in vier Bänken (**Cimbra-Bänke**) ein graubrauner, bioturbater, kalkig gebundener Sandstein bis Siltstein auf. Die selten mehr als einige cm mächtigen, leicht welligen Bänke fallen im Gegensatz zu allen anderen Einschaltungen besonders durch ihre beträchtliche Härte und eine typische -durch eisenoxidische und -hydroxidische Verbindungen hervorgerufene- Braunfärbung auf. Auf einigen Bankunterseiten sind Belastungsmarken entwickelt. In allen Aufschlußbereichen werden die unteren drei durch ein „thining -“ und „finig upward“-Trend gekennzeichneten Bänke von einer mächtigeren, grobkörnigen Bank überlagert (Abb.46).

Mikrofaziell handelt es sich um einen kalkig zementierten Litharenit bis -siltit, der überwiegend aus gerundeten, betischen Gesteinsbruchstücken und unterschiedlichen Anteilen terrigenen Quarzes besteht. Als Nebenkomponten erkennt man Bruchstücke planktonischer und benthonischer Foraminiferen sowie unbestimmbare Schalenreste. Einige Dünnschliffe weisen einen erhöhten Gehalt an framboidalen Pyritaggregaten oder Glaukonit auf. Letzterer ist v.a. im Profilbereich Manilla I (Abb.36) stark verwittert.

Der Hondo-Mergel ist in unmittelbarer Nähe der Alhama de Murcia Verwerfung (**AMV**, E-Lorca-Becken, Anlage 1) durch eine Vielzahl überwiegend siliziklastischer Einschaltungen gekennzeichnet. Der speziell in diesem Bereich über 100 m mächtige Mergel besitzt im unteren Abschnitt einen ausgesprochen hohen Anteil an feinverteilter Pflanzenhäcksel und terrigenem Quarz in Silt- bis Feinsandfraktion. Teilweise bestehen sogar Übergänge zu stark mergeligen Silt- bis Feinsandsteinen (Profil Dique 12, Abb.48). Als Einschaltungen finden sich im unteren Abschnitt dm-bis m-mächtige ungeschichtete, teilweise bindemittel-

gestützte Konglomerate, die in Einzelfällen dm-große Riffkalkblöcke enthalten, und mitunter gradierte Sandsteinbänke. Nur an einer Sandsteinbank wurden Sohlmarken beobachtet, die eine Sedimentzufuhr aus westlicher Richtung anzeigen (vgl. Abb.30). Im oberen Abschnitt geht der terrigene Anteil im Mergel deutlich zurück. Bei insgesamt vergleichsweise seltenen Einschaltungen dominieren geringmächtige z.T. gradierte, nur selten invers gradierte Sandsteinbänke (Profil Las Cuestas, Abb.49).

Die meisten Sand- und Siltstein-Einschaltungen sind mikrofaziell als kalkig zementierte Litharenit und – siltite zu bezeichnen. Sie bestehen hauptsächlich aus Gesteinsbruchstücken und terrigenem Quarz. Nebenkomponenten sind unterschiedliche Anteile an karbonatischen Extraklasten und Mergelintraklasten. Weitere Bestandteile sind nicht näher bestimmbarer Schalenbruch, Foraminiferen und vereinzelt Rotalgen- und Echinodermenfragmente. Selten erkennbar sind Bruchstücke von Bivalven, Serpelnröhren und Bryozoen. Alle Proben enthalten mehr oder weniger hohe Anteile an Pflanzenhäcksel.

Interpretation

Lithofazies und Fossilinhalt des Mergels lassen auf eine offenmarine Bildung schließen. Der fein verteilte mitunter hohe terrigene Anteil präzisiert den Ablagerungsraum als hemipelagisch.

Die Merkmale der Kalkkonkretionen (feinkristallin, z.T. Bioklasten und terrigene Komponenten umwachsen) sprechen für eine frühdiagenetische Entstehung. Kalkkonkretionen sind besonders typisch für Mergel geringer Akkumulationsrate, wobei die allgemein rasche Bildung meist dicht unter der Sedimentoberfläche erfolgt (Füchtbauer 1988).

Die siliziklastischen Einschaltungen können in einigen Fällen als Debrite (grobklastisch, Bindemittelgestützt) angesehen werden, zeigen aber v.a. im höheren Abschnitt -mit wenigen Ausnahmen- eher Merkmale von Turbiditen (Gradierung, Sohlmarken). Den Einschaltungen entsprechend kann der Bereich nahe der Alhama de Murcia Verwerfung (E-Lorca-Becken) mehr oder weniger distalen Teilen von „fan-deltas“, bzw. dem Übergangsbereich „fan-delta-front“ – Becken (Reading & Collinson 1996) zugeordnet werden. Verwitterungsresistenz und unverwechselbares Stapelungsmuster kennzeichnen speziell die **Cimbra-Bänke** als lithologische Leithorizonte. Sie erleichtern die Profilkorrelation im gesamten östlichen Teil des Lorca-Beckens.

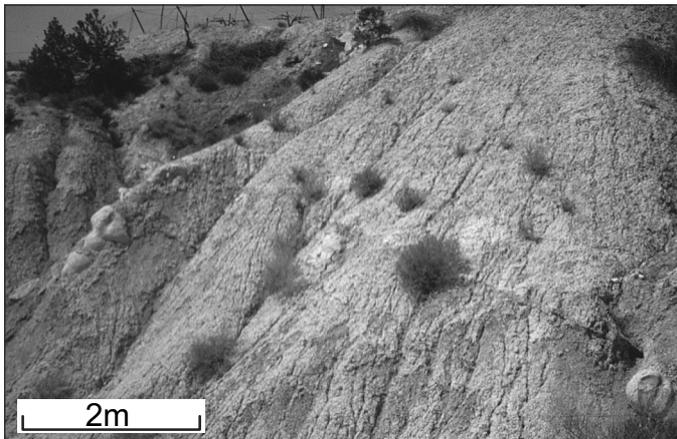


Abb. 44: - Im basalen Teil des Hondo-Mergels auftretende Kalkkonkretionen erreichen bis zu 2m \varnothing . Sie sind typisch für Mergel geringer Sedimentationsrate und werden als frühdiagenetische Bildung angesehen (E-Lorca-Becken, Profilbereich Sierrecica, Abb.47).



Abb. 45: - Einige Konkretionen sind vertikal perlschnurartig „zusammengewachsen“ und weisen mitunter bizarre Formen auf (E-Lorca-Becken, Profilbereich Sierrecica, Abb.47).



Abb.46: - Verwitterungsresistenz und unverwechselbares Stapelungsmuster machen die **Cimbra-Bänke** zu hervorragenden Leithorizonten im östlichen Teil des Lorca-Beckens (Profilbereich Manilla 1, Abb.38).

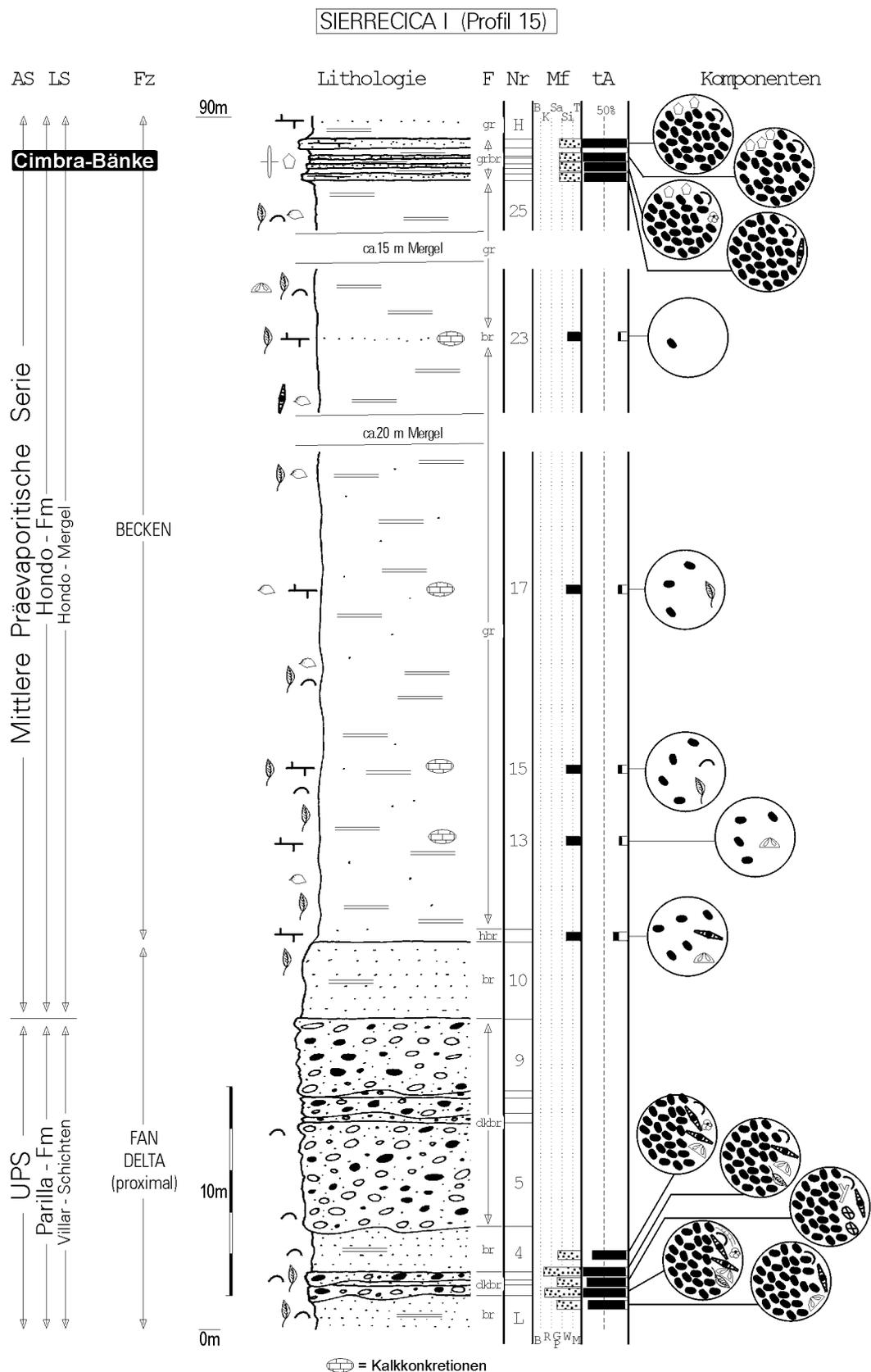


Abb.47: - Profildarstellung der Villar-Schichten und der MPS, deren basaler Teil hier vom Hondo-Mergel gebildet wird (E-Lorca-Becken, Anlage 1).

Liegendes: Villar-Schichten und Jarales-Mergel; Hangendes: min. 100m Hondo-Mergel.

Das Profil repräsentiert einen durch Mergesedimentation gekennzeichneten Beckenbereich. Auffälligstes Merkmal im mittleren Profilabschnitt ist das Auftreten bis zu 2m großer Kalkkonkretionen. Speziell dieser Abschnitt kann mit Hilfe der Cimbra-Bänke mit dem Manilla-Kalkstein korreliert werden (siehe Profil Manilla 1, Abb.38).

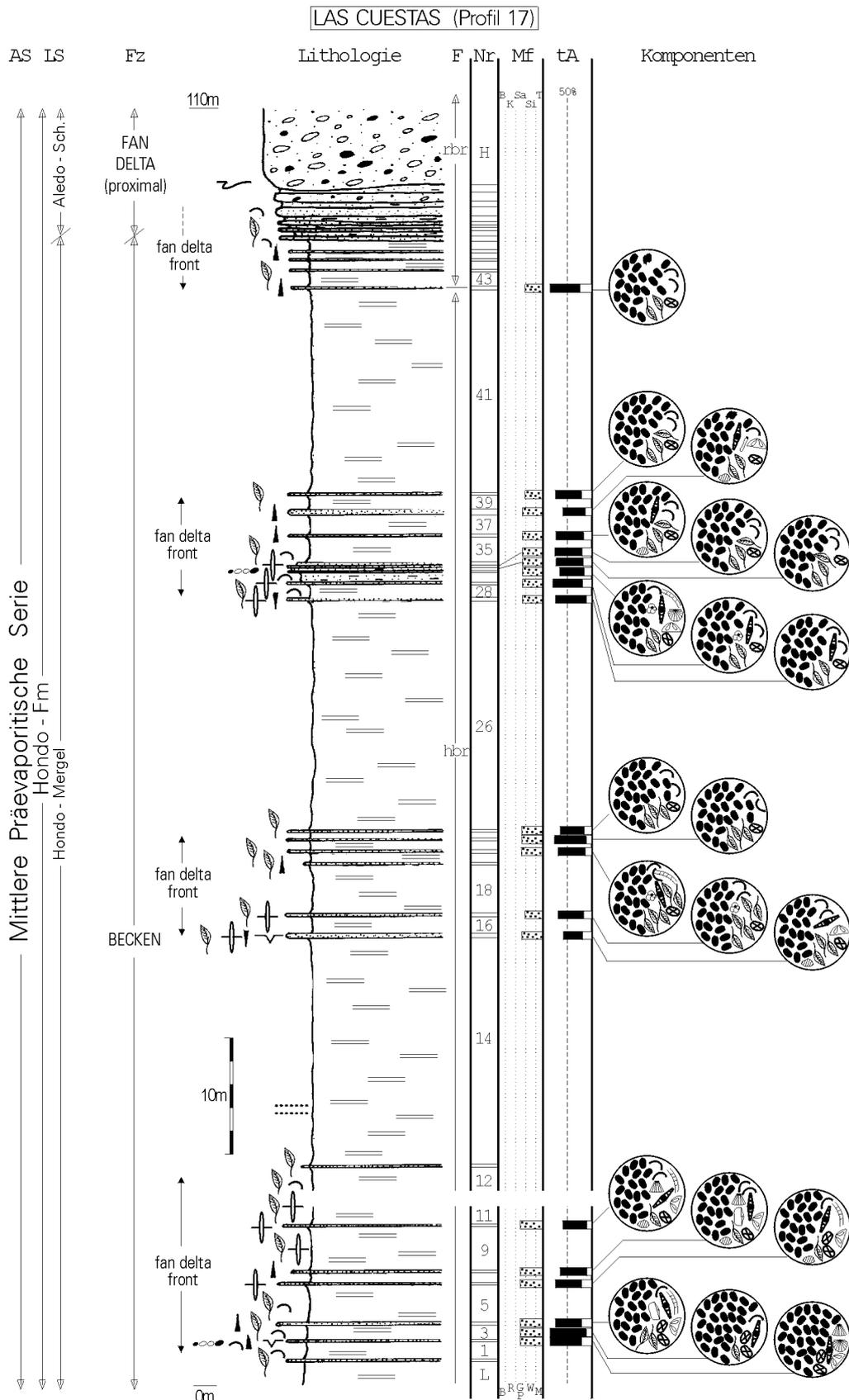


Abb.49: - Profildarstellung des oberen Teils des Hondo-Mergels und des basalen Teils der Aledo-Schichten (E-Lorca-Becken, Anlage 1).
 Liegendes: Hondo-Mergel (Profil Dique 12, Abb.48); Hangendes: Konglomerat der Aledo-Schichten (Profil Alto de los Secaños, Abb.56).
 Im Vergleich zum unteren Abschnitt der Einheit wird der Mergel hier nur noch selten durch Sandstein-Einschaltungen, die z.T. als Turbidite interpretierbar sind, unterbrochen.

c. Aledo-Schichten

[nach der Ortschaft Aledo im E-Lorca-Becken, siehe Anlage 1]

Alter: - Oberstes Tortonium (u.a. Guillén Mondéjar 1994),
oberstes Tortonium bis unterstes Messinium (u.a. Montenat et al. 1990a, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994)

Max. Mächtigkeit: - 100m

Liegendes: - Konkordanter Kontakt zum Hondo-Mergel.

Hangendes: - Kontakt zur **OPS**, lokal auch zur **ES** diskordant, örtlich ev. auch konkordanter Kontakt zur **OPS** (nördlich Los Allozos, Anlage 1).

Vorkommen: - Die Aledo-Schichten kommen ausschließlich im östlichen Teil des Lorca-Beckens vor. Als Top der **MPS** bilden sie den unteren Teil einer morphologisch markanten Schichtstufe.

Faziestypen: - Vorherrschende Faziestypen sind Kalksteine und Konglomerate. Die Kalksteine können grob in Kalksiltite bis –rudite, Riffkalk und Rotalgenkalk sowie siltige Mergel gegliedert werden. Letzterer beinhaltet geringmächtige Einschaltungen von Kalksandsteinen und harten z.T. dolomitischen Kalken.

Kalksiltite bis –rudite

Im Bereich der Typokalität treten im unteren Abschnitt der Aledo-Schichten sehr feinkörnige, siltig bis sandige Kalksteine (z.T. Kalksiltite) auf, die durch Tafooni-Verwitterung gekennzeichnet sind (Abb.54 bis 58). Auffälligstes Merkmal der graubraunen Gesteine ist eine horizontweise auftretende, intensive Bioturbation, wobei vorwiegend *Thalassinoides*-Grabgänge entwickelt sind. Neben sehr viel Schalenbruch erkennt man kleine Austernschalen, Balaniden, Serpelnröhren und auffallend abgeflachte Seeigelgehäuse von *Clypeaster* sp.. Desweiteren sind Gastropoden-Steinkerne (v.a. *Conus* sp.) und verschiedene Bivalvengattungen in Schalen- oder Steinkernerhaltung (v.a. *Pecten* sp. und *Glycymeris* sp.) zu finden. Glaukonitanreicherungen treten besonders im mittleren Abschnitt auf, sind allerdings nicht nur auf diesen Abschnitt beschränkt. In Abhängigkeit vom Matrixgehalt sind die Gesteine mikrofaziell als schwach ausgewaschene, feinkörnige, bioklastische Grainstones oder Packstones zu bezeichnen.

Zu meist sehr großen Anteilen sind in allen Profilen (v.a. im höheren Abschnitt der Aledo-Schichten) gröbere Kalkarenite und –rudite vertreten (bioklastische Grain- bis Packstones und Rudstones). Sie bestehen aus einem sehr vielfältigen bioklastischen Komponentenspektrum und können in unterschiedlichem Maße mit nichtkarbonatischem Detritus verunreinigt sein. Bei den Bioklasten handelt es sich überwiegend um Bruchstücke von Foraminiferen, Echinodermen, Rotalgen und Korallen. Einige Komponenten besitzen einen dünnen Mikritsaum oder sind z.T. als Rindenkörner zu bezeichnen. Eher selten sind Peloiden enthalten. Besonders in riffnahen Bereichen dominieren z.T. grobe Bioklasten von Korallen (Korallen-Grainstone oder -rudstone). In den Profilen Aledo III und Aledo II (Abb.56 u. 57) treten im mittleren bzw. höchsten Abschnitt mehrere Operculinen-Grainstones bis -rudstones (Heterosteginen-Kalkstein nach Skowronek 1993, Michalzik 1994, 1997) auf, die sich -abgesehen von der stratigraphischen Position- nur durch einen erhöhten terrigenen Anteil und die dadurch bedingte rotbraune Farbe von älteren Operculinenkalksteinen (S.22 u. 36) unterscheiden.

Interpretation

Die beschriebenen Gesteinstypen werden anhand ihrer mikrofaziellen Merkmale als flachmarine Bildungen angesehen und können beispielsweise als Karbonatsande einer nur wenig gegliederten Plattform oder Rampe zugeordnet werden. In den Profilen Algualeja, Los Allozos und Aledo III (Abb.54-56) wird der vertikal kontinuierlich abnehmende Matrixanteil auf eine sukzessiv zunehmende Wasserenergie zurückgeführt. Dies könnte einer Verflachung („shallowing upward“) des Ablagerungsraumes entsprechen. Gestützt wird diese Annahme v.a. durch entsprechend unter- und überlagernde Faziestypen (hemipelagische Hondo-Mergel bzw. intertidale bis flach subtidale, siltige Mergel, s.u.).

Riffkalk und Rotalgenkalk

Vor allem im Profilbereich Alto de los Secaños (Abb.59), aber auch im höheren Abschnitt von Profil Aledo II (Abb.57), sind Riffkalke (Korallen-Framestones) anzutreffen. Sie werden von Korallen unterschiedlicher Wuchsformen (*Porites* sp. und *Tarbellastrea* sp.) aufgebaut. *Tarbellastrea* sp. ist meist untergeordneter Bestandteil von Fleckenriffen und älteren, geringmächtigen Riffhorizonten, die sehr oft von Konglomerat (s.u.) eingedeckt oder im Wechsel mit Konglomeratlagen auftreten. *Porites* sp. ist dagegen immer Hauptriffbildner und baut allein die mächtigen, jüngeren Riffkörper auf. Gattungsunabhängig sind die Korallen-

stöcke oft von weißlichen Rotalgenkrusten umgeben. Mit den Rotalgen vergesellschaftete inkrustierende Foraminiferen (v.a. *Gypsina* sp.) sind nur im Dünnschliff erkennbar (Abb.51). Gleiches gilt für häufig vorhandene Bohrlöcher, die meist von mikrobiellen, mikritischen Krusten ausgekleidet sind.

Im unteren Abschnitt von Profil Alto de los Secaños (Abb.59), vorzugsweise in Riff- und riffnahen Bereichen, treten Rotalgenkalke auf, die gut an ihrer charakteristischen weißlichen Färbung zu erkennen sind. Abgesehen von den erwähnten Überzügen auf einzelnen Korallenstöcken sind die Rotalgenkalke meist in Form von Krusten entwickelt, die sowohl mit Foraminiferen vergesellschaftet sind als auch dünne feinkörnige Zwischenlagen aus terrigenem oder bioklastischem Detritus aufweisen können (Rotalgen-Bindstones, Abb.51). Vielfach sind die Rotalgenkrusten zerbrochen und z.T. umgelagert (Rotalgen-Rudstone oder – Floatstone), nur selten sind kleine knollige Formen (Rhodolithe) entwickelt.

Interpretation

Die Riffkalke werden autochthonen Riffkörpern zugeordnet, die besonders im Profilbereich Alto de los Secaños, nahe der Alhama de Murcia Verwerfung (AMV), sehr große Mächtigkeiten erreichen. V.a. in den älteren Abschnitten wird das Riffwachstum wiederholt durch grobklastische Konglomerat-Schüttungen (s.u.) unterbrochen, erst im jüngeren Profilabschnitt setzt sich die Rifffazies durch. Fächerschüttungen und enorme Mächtigkeiten deuten auf hohe Subsidenzraten und weisen somit auf synsedimentäre Tektonik entlang der AMV.

Die Rotalgenkalke treten sedimentstabilisierend besonders häufig an der Riffbasis auf, wo sie groben Riffschutt oder auch terrigenes Material binden. Rotalgen-*Gypsina*-Krusten werden in verschiedenen miozänen Becken SE-Spaniens beschrieben (u.a. Esteban 1979, Braga & Martin 1988, Martin & Braga 1989). Mehr oder weniger bedeutende Riffwachstumsunterbrechungen sind durch die Konglomerat-Schüttungen belegt oder werden innerhalb der Riffkörper durch massenhafte -wenn auch nicht flächenhafte- Bioerosion angezeigt.

Konglomerate

Bräunliche bis rötliche Konglomerate treten im Profilbereich Alto de los Secaños (Abb.59) vorzugsweise im unteren Abschnitt, in den Profilen Aledo II und III (Abb.57 bzw. 56) dagegen im höheren Abschnitt auf. Die Konglomerate weisen ganz unterschiedliche Schichtmächtigkeiten (dm bis mehrere m) und Geröllgrößen (Feinkies bis mehrere dm-große Blöcke) auf. Die überwiegend aus der Internen Betischen Zone stammenden Gerölle sind meist schlecht gerundet bis kantig und nur selten gut gerundet. Kalk- oder Dolomitgerölle sind oftmals angebohrt. Das Gefüge ist sowohl matrix- als auch komponentengestützt. Die einzelnen Schichtkörper können sich erosiv ins Unterlager einschneiden und lagern chaotisch bis grob schräggeschichtet. Das Bindemittel ist tonig bis sandig oder stark kalkarenitisch und in diesen Fällen auch sehr gut zementiert. Entsprechend bestehen bei abnehmender Geröllführung Übergänge zu Sandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen sowie zu Kalksandsteinen oder Kalkareniten (u.a. Operculinenkalk in Profil Aledo II s.o.). An Makrofossilien erkennt man v.a. Austern und Seeigel.

Interpretation

Die grobklastischen Gesteine weisen typische Merkmale von Fächerablagerungen auf und werden als „debris flow“- oder als „stream flow“-Ablagerungen gedeutet. Der hohe biogene Anteil und nicht zuletzt die eingeschalteten Riffkörper (s.o.) weisen auf überwiegend subaquatische, flachmarine Verhältnisse hin. Als Faziesmodell ist ein Flachwasserdelta vorstellbar. Große Mächtigkeiten und geringe laterale Ausdehnung im Bereich des Alto de los Secaños lassen einen steilen Beckenrand vermuten und können unter Berücksichtigung der nahe gelegenen Alhama de Murcia-Verwerfung auf hohe Subsidenz in diesem Beckenteil hindeuten (s.o.).

Siltige Mergel

In den Profilen Los Allosos, Algualeja und Piedras Gordas I (Abb.54, 55 u. 70) werden die obersten m bis dm der Aledo-Schichten von einer Bankfolge aus schlecht verfestigten, stark siltigen Mergeln gebildet, die morphologisch deutlich negative Formen aufweisen. Die Bankfolge wird in östlicher Richtung geringmächtiger und keilt beim Estrecho de la Algualeja (Anlage 1) vollständig aus. Im Profilbereich Aledo III korreliert sie mit einer dünnen Schichtfuge, die zugleich die Grenze zur OPS markiert.

Die auffallend hellgrauen Mergel sind durch einen hohen Silt- bis Feinsand-Anteil gekennzeichnet, so daß teilweise Übergänge zu mergeligen Siltsteinen bestehen. Meist ist leicht wellige Feinschichtung oder Lamination erkennbar, in diesen Fällen zerfällt das Gestein blättrig. Neben fein verteiltem Schalendetritus und Pflanzenhäcksel sind auf Schichtflächen oftmals Fischschuppen, selten auch mehrere mm große Fragmente von Fischskeletten zu finden.

In die kaum verfestigte Bankfolge eingeschaltet sind Kalksandsteine und in mehreren Horizonten sehr harte, z.T. dolomitische, gelbliche Kalksteinbänke. Die sehr harten, oftmals laminierten Gesteine halten lateral einige 100 m aus. Sie sind gelb bis hellgrau und können zusätzlich eine dunkelbraune Fleckung zeigen, die auf Eisenoxid oder -hydroxid-Verbindungen zurückgeführt wird. Insbesondere die dolomitischen Bänke sind z.T. hochporös. Mitunter finden sich lagenweise mm-große, idiomorphe Quarze.

Im Dünnschliff sind sowohl dichte, mikritische als auch peloidale Strukturen erkennbar. In Teilbereichen treten erste Anzeichen von Sammelkristallisation auf. Mitunter sind biogener Detritus und Intraklasten eingeschaltet. Besonderes Kennzeichen der strukturlosen Bereiche sind lagenweise zuckerkörnige Dolomitekristalle oder größere Dolomitrhomboeder (Abb.52), die teilweise durch Kalzitcement (Kalzitpseudomorphosen nach Dolomit) ersetzt sind. Weitere auffällige Merkmale sind „birds eyes“-Gefüge und authigene Quarzkristalle (Abb.53).

Interpretation

Feinschichtung und Lamination des siltigen Mergels sprechen für niedrigenergetische Verhältnisse und fehlendes Bodenleben. Die eingeschalteten z.T. dolomitischen Kalksteinbänke zeigen mitunter typische Merkmale von Mikrobialithen, deren Bildung auf Cyanophyceen zurückgeführt werden kann. In Anlehnung an Klassifikationen u.a. von Kennard & James (1986), Riding (1991) und Schmid (1996) sind sie als peloidale bis agglutinierende Stromatolithe oder als reine bis lagige Leiolithen zu bezeichnen. Das lagenweise Auftreten von Dolomitekristallen im dolomitischen Kalkstein spricht für eine syngenetische Dolomitisierung. Unter Berücksichtigung der genannten diagenetischen Merkmale („birds eyes“, authigene Quarzbildungen) lassen sich die Faziestypen insgesamt einem flach subtidalen bis intertidalen (ev. supratidalen) Bildungsraum zuordnen.



Abb. 50: - Aledo-Schichten unterhalb der Typlokalität Aledo. Die Abfolge führt vom Hondo-Mergel über feinkörnige bioturbate Kalksiltite und gröbere Kalkarenite bis zu Konglomerat (Profilbereich Aledo 2, Abb.57). Im Vordergrund rechts Villar-Schichten (rote Konglomerate) und Manilla-Kalkstein.

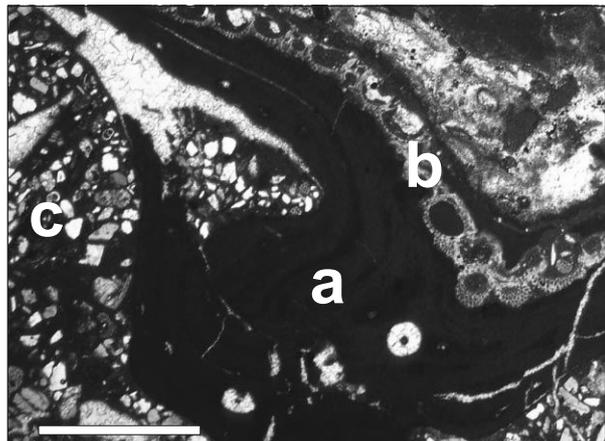


Abb. 51: - Sandiger Rotalgen-Bindstone aus dem Profilbereich Alto de los Secaños (Abb.59) mit Rotalgen-Foraminiferen-Vergesellschaftung (a,b) und Zwischenlagen aus überwiegend terrigenem Detritus (c). Der Faziestyp tritt vorwiegend in Rifffläche auf.

Balkenlänge 1mm, Nicols II

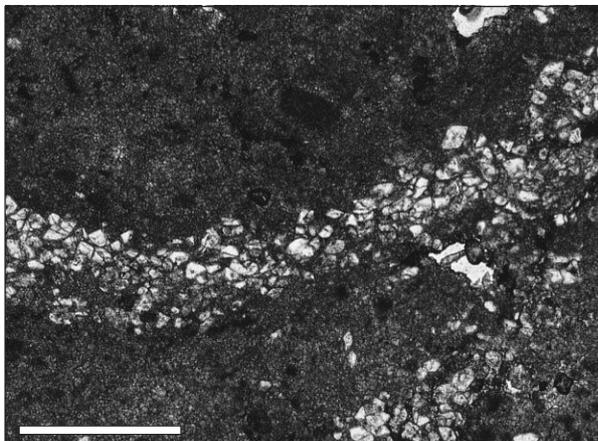


Abb. 52: - Dolomitischer Kalkstein aus Profil Los Allosos (Abb.54). Zuckerkörnige helle Dolomitrhomboeder in dunkler Matrix. Das lagenweise Auftreten der Dolomite zeichnet vermutlich primäres Schichtungsgefüge nach und läßt auf eine syngenetische Dolomitisierung schließen. Die Grundmasse zeigt Ansätze von Sammelkristallisation.

Balkenlänge 1mm, Nicols II

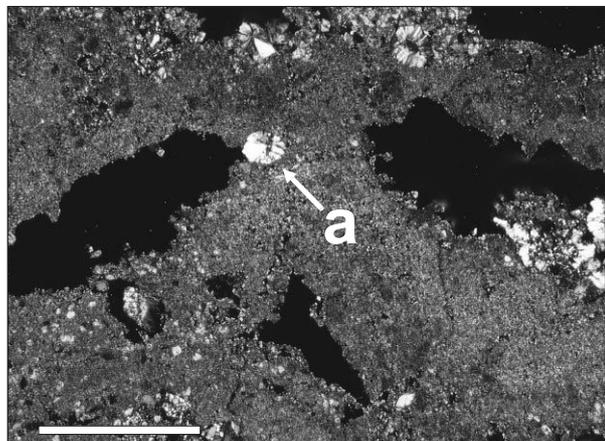


Abb. 53: - Dolomitischer Kalkstein aus Profil Los Allosos (Abb.54). „Birds eyes“-Gefüge und authigene Quarzbildungen (a) geben Hinweis auf einen intertidalen bis supratidalen Bildungsraum.

Balkenlänge 1mm, Nicols X

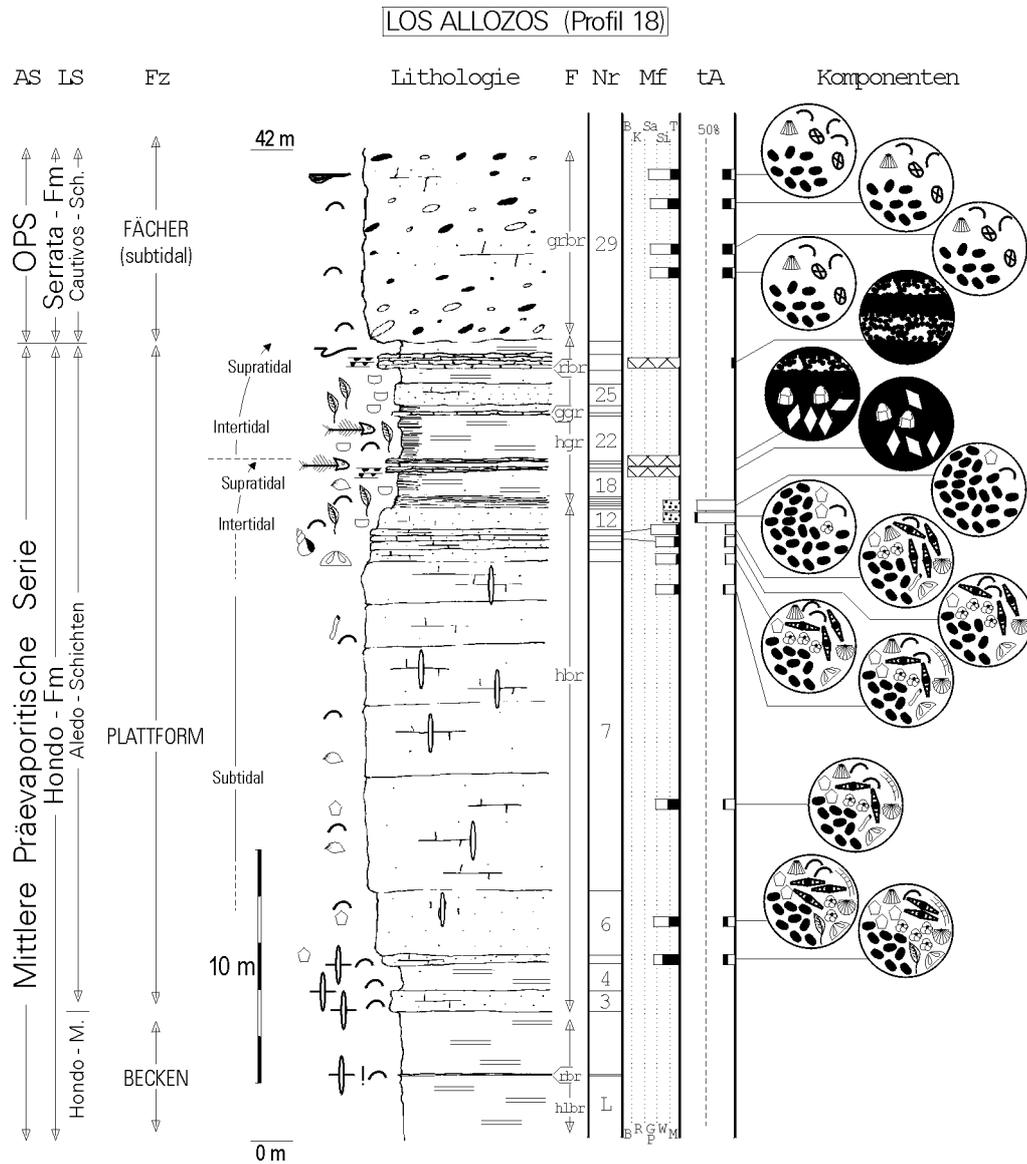


Abb.54: - Profildarstellung des Tops des Hondo-Mergels, der Aledo-Schichten und des basalen Teils der Cautivos-Schichten nahe der verlassenen Siedlung Los Allosos, etwa 3km westlich der Ortschaft Aledo (E-Lorca-Becken, Anlage 1).

Liegendes: Hondo-Mergel; Hangendes: Geländeoberfläche.

Die Abfolge innerhalb der **MPS** (Becken > Plattform, subtidal > Plattform, supratidal) entspricht insgesamt einer Verflachung des Ablagerungsraumes („Shallowing upward“).

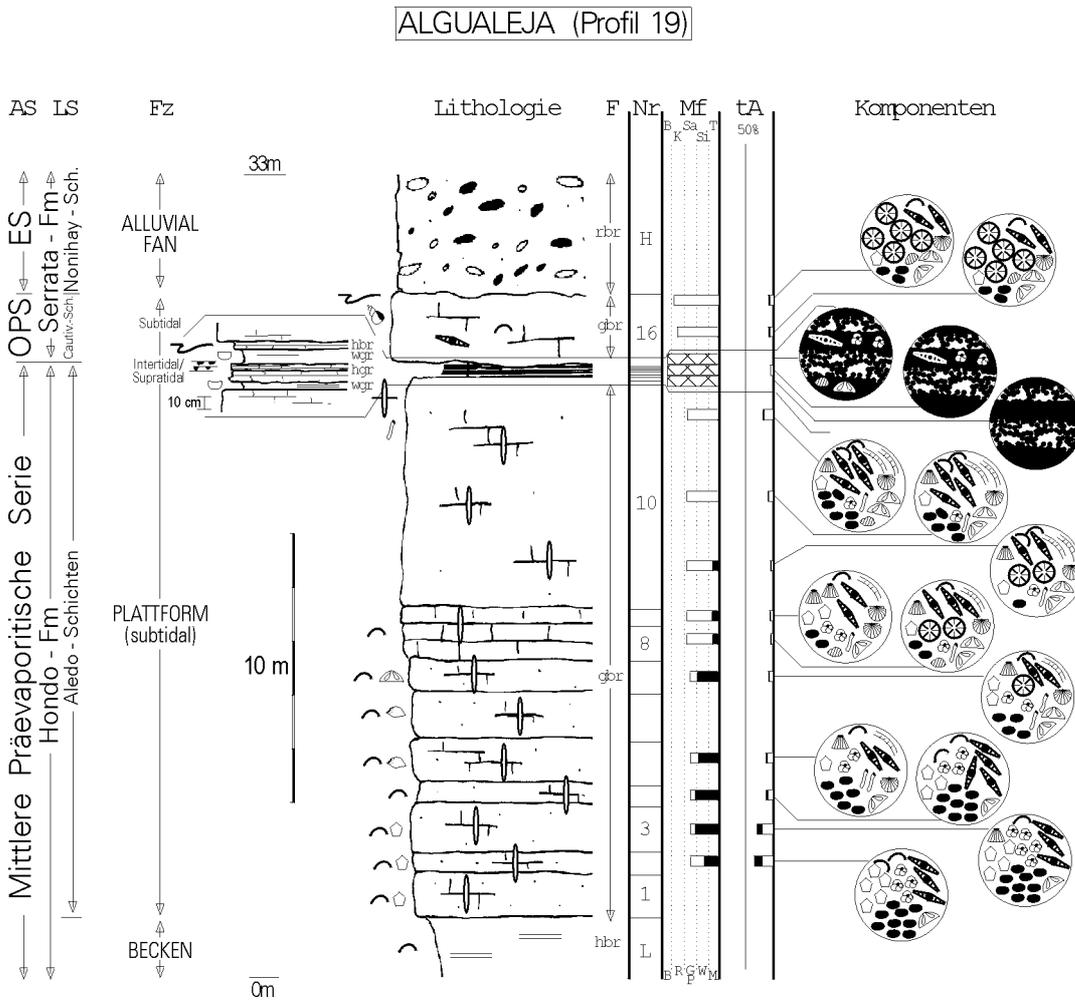


Abb.55: - Profildarstellung des Tops des Hondo-Mergels, der Aledo-Schichten und des basalen Teils der Cautivos-Schichten etwa 2km westlich der Ortschaft Aledo (E-Lorca-Becken, Anlage 1).
 Liegendes: Hondo-Mergel; Hangendes: Rotbraune Konglomerate der Nonihay-Schichten.
 Die Faziesentwicklung innerhalb der **MPS** (Becken > Plattform, Intertidal/Supratidal) entspricht einer Verflachung des Ablagerungsraumes. Nur wenige 100m östlich des Profilverpunktes keilen die Faziestypen intertidaler bis supratidaler Bildungsräume (siltige Mergel und Stromatolithe) aus (vgl. Profil Aledo III, Abb.56). Eine zunehmende Wassertiefe und normalmarine Verhältnisse in Riffnähe wird durch die überlagernden Riffschuttalke der Cautivos-Schichten angezeigt.

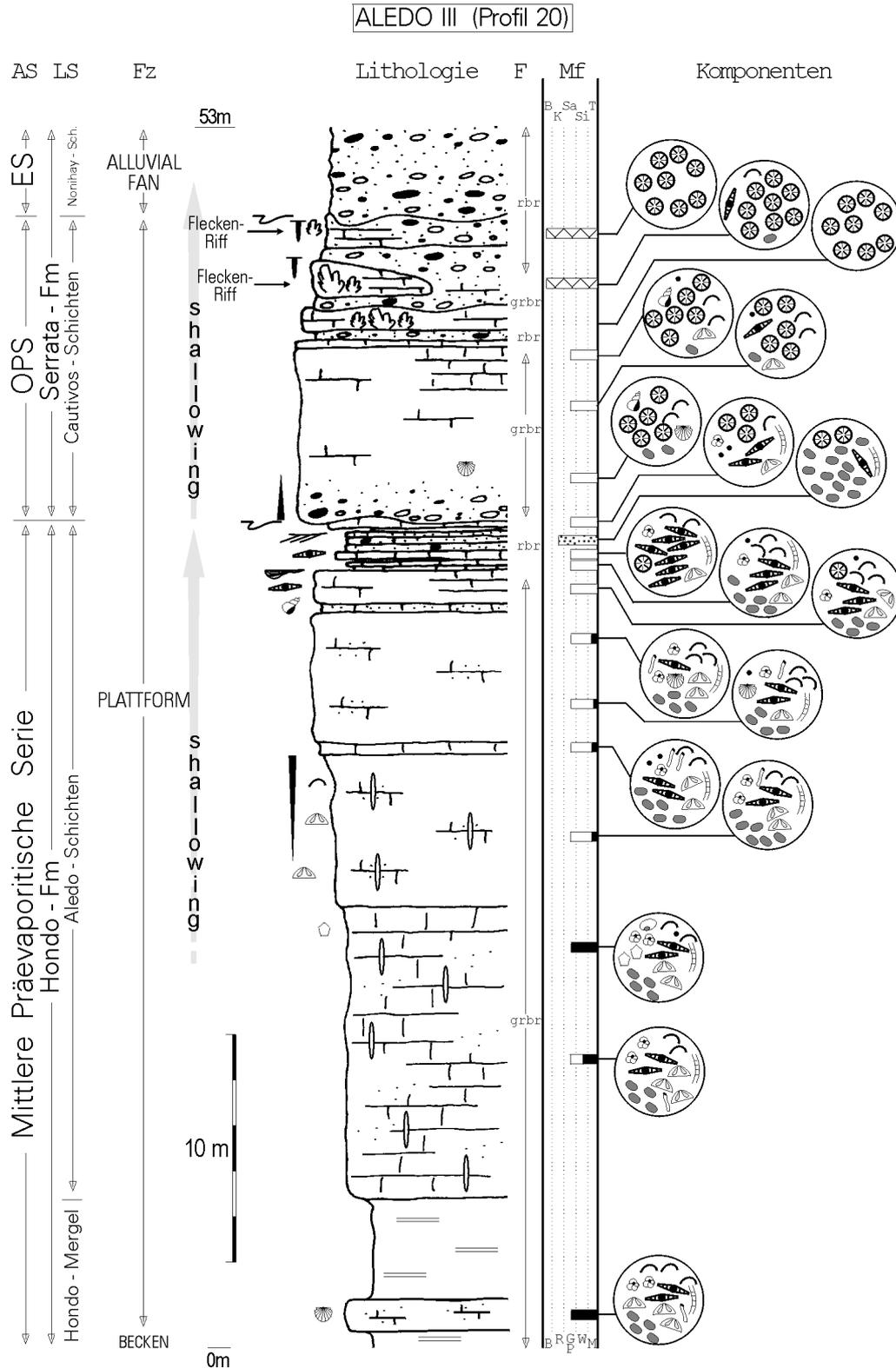


Abb.56: - Profildarstellung des Tops des Hondo-Mergels, der Aledo-Schichten und des basalen Teils der Cautivos-Schichten etwa 1km südwestlich der Ortschaft Aledo (E-Lorca-Becken, Anlage 1).

Liegendes: Hondo-Mergel; Hangendes: Rotbraune Konglomerate der Nonihay-Schichten und Geländeoberfläche. Der Profilschnitt wird von Michalzik (1994) als einphasige „shallowing upward“-Abfolge gedeutet. Unter Berücksichtigung benachbarter Profile (Los Allosos u. Algualeja, Abb. 54 u. 55) kann der Profilschnitt in zwei „shallowing upward“-Abfolgen gegliedert werden.

Profilaufnahme und Mikrofazies: D. Michalzik

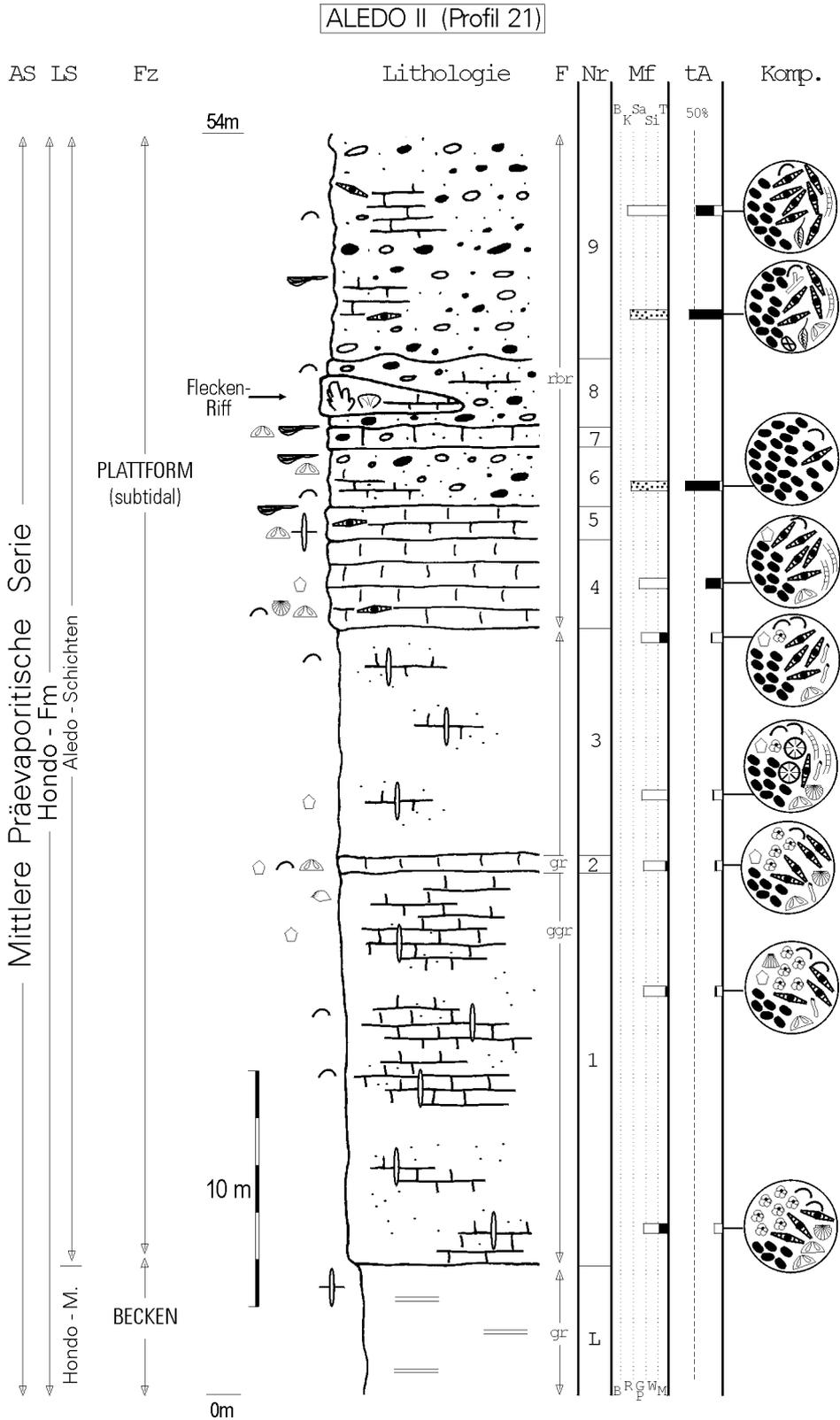


Abb.57: - Profildarstellung des Tops des Hondo-Mergels und der Aledo-Schichten unterhalb der Ortschaft Aledo (E-Lorca-Becken, Anlage 1).

Liegendes: Hondo-Mergel; Hangendes: Geländeoberfläche.

Die Abfolge (Mergel > Kalksiltite > Kalkarenite bis -rudite > Riffe > Konglomerate) deutet insgesamt auf eine Verflachung des Ablagerungsraumes hin.

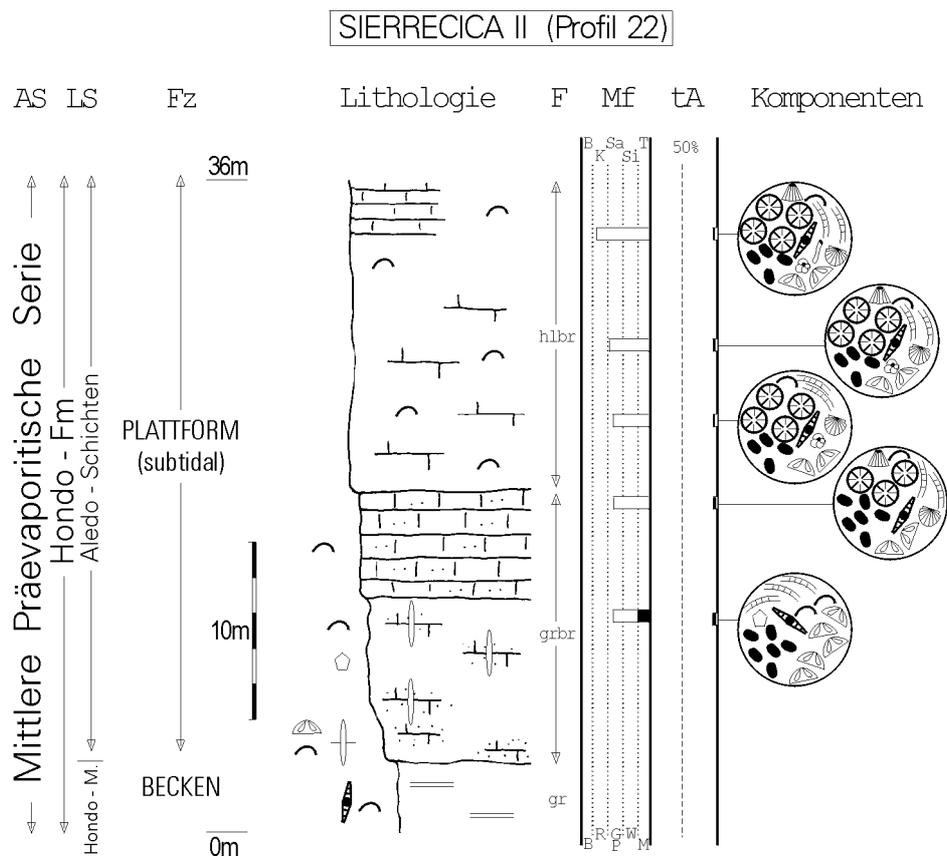


Abb.58: - Profildarstellung des Tops des Hondo-Mergels und der Aledo-Schichten etwa 2km südlich der Ortschaft Aledo (E-Lorca-Becken, Anlage 1).
 Liegendes: Hondo-Mergel; Hangendes: Geländeoberfläche.
 Die Abfolge kennzeichnet eine Verflachung des Ablagerungsraumes und weist somit einen im Vergleich zu nördlich gelegenen Profilen (Abb.54 bis 57) ähnlichen Trend auf.

ALTO DE LOS SECAÑOS (Profil 23)

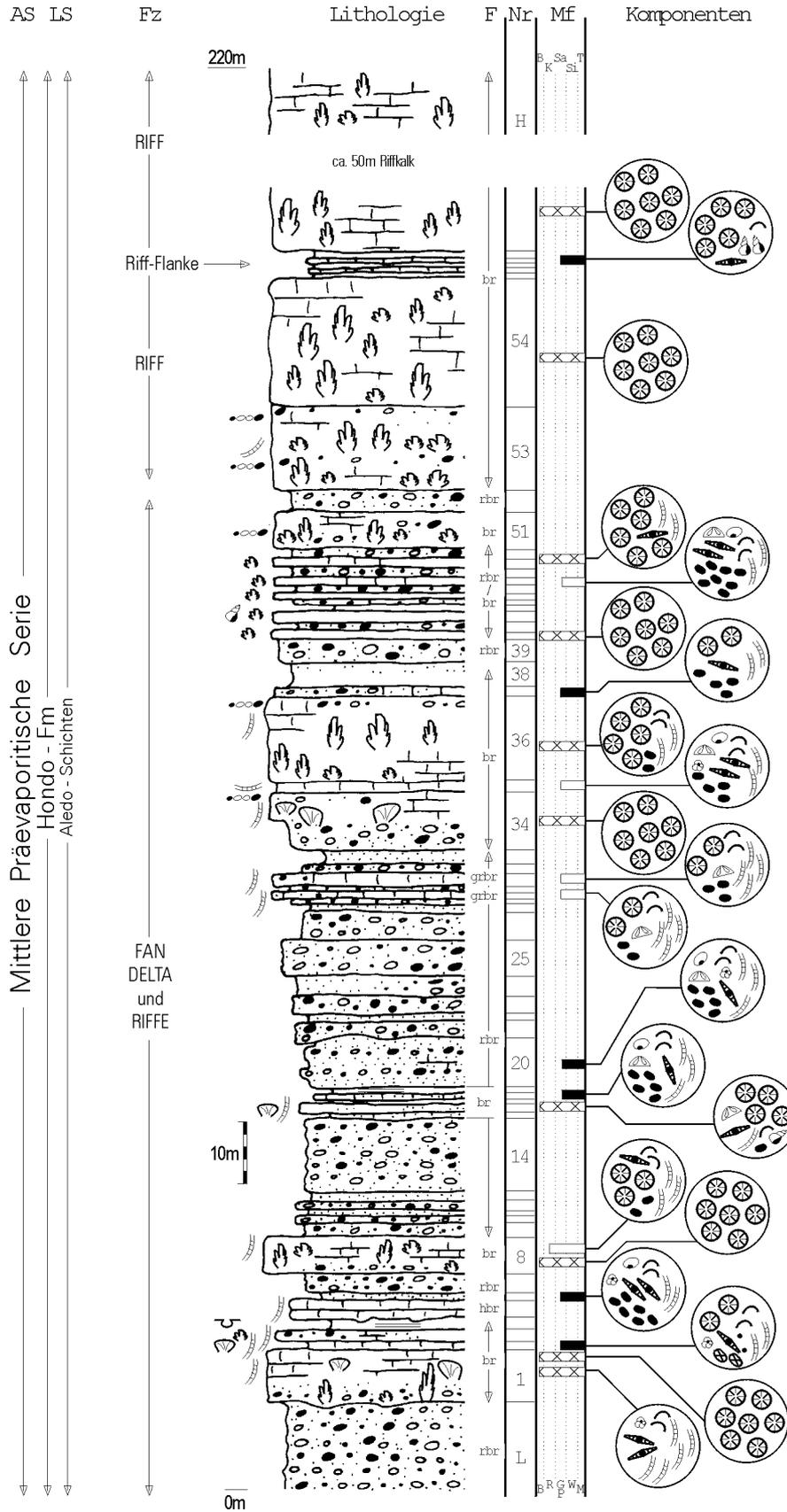


Abb.59: - Profildarstellung der Aledo-Schichten südlich Cabezo Gordo (E-Lorca-Becken, Anlage 1).
 Liegendes: Konglomerate der Aledo-Schichten und Hondo-Mergel; Hangendes: Riffkalk der Aledo-Schichten und Geländeoberfläche.
 Der Aufschlußbereich grenzt unmittelbar an die Alhama de Murcia-Verwerfung. Konglomeratschüttungen und große Riffmächtigkeiten weisen auf starke synsedimentäre Subsidenz in diesem Beckenbereich hin.
 Profilaufnahme: D. Michalzik, F. Wrobel

d. Rufetes-Schichten

[nach der Lokalität „Lote de los Rufetes“ im SW-Lorca-Becken, siehe Anlage 2]

Alter: - Mittleres Tortonium (u.a. Guillén Mondéjar 1994),
oberstes Tortonium bis unterstes Messinium (u.a. Montenat et al. 1990a, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994)

Max. Mächtigkeit: - 30m

Liegendes: - Konkordanter Kontakt zum Manilla-Kalkstein (SW- u. NW-Lorca-Becken, Anlage 2 u. 3).

Hangendes: - Diskordanter Kontakt zur **OPS** (SW- u. NW-Lorca-Becken, Anlage 2 u. 3).

Vorkommen: - Die Rufetes-Schichten sind nur im westlichen Teil des Lorca-Beckens vorhanden. Die Einheit tritt morphologisch gegenüber dem unterlagernden Manilla-Kalkstein zurück. Sie bildet insgesamt eine nur wenig gegliederte Verebnungsfläche und den überwiegend schlecht aufgeschlossenen Hanganstieg zu Riffgesteinen der Cautivos-Schichten (**OPS**).

Faziestypen: - Es überwiegen deutlich Konglomerate, Sandsteine und Tonmergel. Nur untergeordnet treten Kalksandsteine und Kalksteine (Partikelkalke und Algenkalk) auf. Die Faziestypen sind der Übersicht halber zusammengefaßt.

In nahezu allen Aufschlußbereichen treten braune Konglomerate auf. Sie sind meist komponentengestützt, können aber auch matrixgestützt vorkommen. Einzelne Bänke sind ungeschichtet bis grob horizontalgeschichtet. In einigen Fällen sind „coarsenig upward“-Korngrößentrends entwickelt. Die meist gerundeten Gerölle können vorwiegend betischen Einheiten zugeordnet werden. Die Geröllgrößen schwanken zwischen Fein- und Grobkies, in basalen Teilen können in geringmächtigen Horizonten auch grobe Riffkalk-Blöcke auftreten (Profil Canteras, Abb.37). Das häufig schlecht verfestigte Bindemittel ist sandig bis tonig, z.T. aber auch kalkarenitisch, so daß bei abnehmendem Geröllinhalt häufig Übergänge zu Sandsteinen, Tonmergeln, seltener zu geröllführenden Kalkareniten oder -ruditen (bioklastische Grainstones oder Rudstones) bestehen. Der Fossilinhalt besteht meist aus undifferenzierbarem Schalendetritus, nicht selten dominieren Rotalgenfragmente; in einigen Bereichen sind Austernlagen zwischengeschaltet. Im Profil Canteras (Abb.37) treten zwei härtere, hellere Bänke hervor. Es handelt sich um einen sandigen, bioturbaten Kalkarenit und einen knollig-wulstigen, gelbbraunen mikrobialithischen Kalkstein (nichtlaminiertes Algenkalk). Letzterer zeigt im Dünnschliff eine überwiegend dichte Mikrostruktur und besitzt nur selten Areale mit peloidalem Charakter. Häufig „schwimmen“ terrigene Komponenten und Bioklasten in der dichten Grundmasse. Mikrofaziell kann er als Cyanophyceen-Bindstone, nach Kennard & James (1986) auch als klumpiger Leiolith bezeichnet werden. Während im SW-Lorca-Becken die gröberen Gesteinstypen dominieren, sind die Rufetes-Schichten in nordwestlichen Beckenbereichen insgesamt feinkörniger, und es dominieren siltige Tonmergel gegenüber Kalksandsteinen, Konglomeraten und geröllführenden Kalksteinen.

Nur im Bereich der Typlokalität (SW-Lorca-Becken, Anlage 2) wird der obere Teil der Rufetes-Schichten von einer max. 15m mächtigen Bankfolge geringmächtiger, meist horizontalgeschichteter rotbrauner Sandsteine geprägt, die nur selten von Geröllagen oder rinnenartig eingeschalteten Konglomeratbänken unterbrochen werden (Profil Cautivos I, Abb.65). Der gesamte Abschnitt ist makrofossilfrei und nur schwach kalkig.

Interpretation

Die Gefügemerkmale der grobklastischen Faziestypen kennzeichnen subaquatische, überwiegend strömungsbedingte Fächerablagerungen. Im unteren Teil der Einheit deuten eingeschaltete Partikelkalke und v.a. der Fossilinhalt auf einen flach subtidalen Ablagerungsraum. Der Algenkalk kann auch einem intertidalen (ev. supratidalen) Bildungsraum zugeordnet werden. Im SW-Lorca-Becken erinnern Lithofazies und Gefügemerkmale des oberen Teils der Rufetes-Schichten stark an „red beds“ und lassen speziell für diesen Abschnitt fluviatil-terrestrische Bedingungen vermuten.

Als Faziesmodell kann insgesamt ein „fan delta“, für den oberen Teil des südwestlichen Beckenbereichs auch ein „alluvial fan“ angenommen werden.

1.3. OBERE PRÄEVAPORITISCHE SERIE (OPS)

Alter: - Mittleres bis oberes Tortonium (u.a. Guillén Mondéjar 1994), oberstes Tortonium bis unteres Messinium (Montenat et al. 1990a, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994), unteres Messinium (u.a. Taberner et al. 1998)

Max. Mächtigkeit: - 120m

Liegendes: - siehe *Hangendes MPS*; ferner lokal auch diskordanter Kontakt zur **UPS** (NW- u. SW-Lorca-Becken, Anlage 2 u. 3).

Hangendes: - Im E- u. SW-Lorca-Becken diskordanter Kontakt zur **ES** (Anlage 1 u. 2), im NW-Lorca-Becken zur **POS** (Anlage 3), entlang des Serrata-Höhenzuges ev. auch konkordanter Kontakt zur **ES**.

Tektonische Schichtdeformationen: - Aufstellung der Schichtfolge im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung. Ansonsten nur lokal bruchhafte Deformationen (z.T. synsedimentär), z.B. südlich Los Tiemblos (NW-Lorca-Becken, Anlage 3) und im Bereich Los Cautivos (SW-Lorca-Becken, Anlage 2).

Formationen: - Die **OPS** wird ausschließlich vom unteren Teil der Serrata-Formation (Geel 1976) gebildet. Die lithostratigraphische Bezeichnung galt ursprünglich ausschließlich für die entlang des Serrata-Höhenzuges aufgeschlossene Abfolge des zentralen Teils des Lorca-Beckens. Bei Berücksichtigung der übrigen Beckenbereiche erweist sich die Serrata-Formation als zu umfassend. Aus diesem Grund sollte zukünftig eine lithostratigraphische Neugliederung erwogen werden. In der vorliegenden Arbeit wird allerdings auf eine mögliche Neubenennung verzichtet und weiterhin an der international bekannten Formations-Bezeichnung festgehalten.

1.3.1. SERRATA-FORMATION (OPS)

[nach Geel 1976]

Alter, max. Mächtigkeit, Liegendes und Hangendes: - siehe **OPS**

Schichtglieder: - Die Serrata-Formation (OPS) wird in Cautivos-Schichten und Varied-Member (Geel 1976) gegliedert. Die Schichtglieder sind im E- und SW-Lorca-Becken (Anlage 1, 2) miteinander verzahnt.

a. Cautivos-Schichten

[nach der Ortschaft Los Cautivos im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens, siehe Anlage 2]

Alter und max. Mächtigkeit: - siehe **OPS**

Liegendes: - Diskordanter Kontakt zur **MPS**.

Hangendes: - Kontakt zur **ES** (E- u. SW-Lorca-Becken, Anlage 1 u. 2) und zur **POS** (NW-Lorca-Becken, Anlage 3) diskordant.

Vorkommen: - Ein Großteil der Cautivos-Schichten erstreckt sich vom nördlichen bis in den südwestlichen Teil des Lorca-Beckens. Die Schichten fallen überwiegend flach in Richtung auf das Beckenzentrum ein. Nördlich Los Cautivos ist die Einheit auf einer Strecke von mehreren 100 m entlang des Nordufers des Rio Guadalentin in eindrucksvoller Weise vollständig aufgeschlossen (SW-Lorca-Becken, Anlage 2, Abb.95). Im östlichen Teil des Lorca-Beckens (Anlage 1) sind nur sehr geringmächtige Vorkommen den Cautivos-Schichten zuzuordnen.

Faziestypen: - Das Erscheinungsbild der sehr heterogen aufgebauten Cautivos-Schichten wird im SW-Lorca-Becken von mächtigen, grob- bis feinklastischen Schichtfolgen geprägt, innerhalb derer bis zu fünf Kalksteinhorizonte ausgegliedert werden können. Im östlichen Teil des Lorca-Beckens dominieren verschiedene Karbonatgesteine und andere meist feinklastische Gesteinstypen.

Es handelt sich insgesamt um Konglomerate, Sandsteine bis Siltsteine, Kalksandsteine und Kalksteine. Letztere können in Partikelkalke, Riffkalk und Stromatolithe gegliedert werden.

Konglomerate, Sandsteine bis Siltsteine, Kalksandsteine:

In fast allen Aufschlußbereichen sind graubraune bis rötliche Konglomerate vorhanden, die Mächtigkeiten von wenigen cm bis mehreren m aufweisen. Von einer allgemein stark konglomeratischen Basis abgesehen treten Konglomerate im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens im unteren Teil der Einheit eher geringmächtig und meist unregelmäßig auf. Im höheren Teil sind sie häufiger und mächtiger (Profil Cautivos III,

Abb.65) und können eindrucksvolle, deltatypische Vorschüttungsblätter („foreset beds“, Abb.60) bilden. Insgesamt sind die Konglomerate meist komponenten- und nur selten matrixgestützt und außerdem grob horizontalgeschichtet bis leicht schräggeschichtet. Erosive Liegend-Kontakte sind häufig, Imbrikationsgefüge dagegen nur selten erkennbar. Die Geröllgrößen schwanken zwischen Feinkies und mehr als 50 cm großen Blöcken, die überwiegend aus der Internen Betischen Zone stammen. Häufig angebohrte Kalkoolith- oder Nummulitenkalkgerölle können der Subbetischen Zone zugeordnet werden. In den Profilen Cautivos II (SW-Lorca-Becken, Anlage 2, Abb.66) und El Chopo (E-Lorca-Becken, Anlage 1, Abb. 79) treten vereinzelt grobe Riffkalkblöcke auf. V.a. im östlichen Teil des Lorca-Beckens können einige Gerölle auch älteren Einheiten der neogenen Beckenfüllung zugeordnet werden. Die Matrix ist sandig bis mergelig oder stark kalk-arenitisch, so daß bei abnehmendem Geröllinhalt praktisch alle Übergänge zu konglomeratischen Sandsteinen oder mergeligen Siltsteinen, besonders in den nördlichen und östlichen Beckenbereichen aber auch zu Kalksandsteinen oder Kalkareniten (s.u.) bestehen. Die häufigsten, meist zerbrochenen Makrofossilien sind Austern, Seeigel und Balaniden.

Die Sand- und Siltsteine weisen fast immer Anreicherungen an Pflanzenhäcksel auf und können ausschließlich im östlichen Teil des Lorca-Beckens auch auffallend rötlich gefärbt sein. In den Profilen Piedras Gordas I und II (E-Lorca-Becken, Anlage 1, Abb. 67 u. 76) sind die Gesteine oftmals von rötlichen bis hellgrauen, bis mehrere cm großen, knolligen Kalkkonkretionen durchsetzt. Diese sind mitunter lagenweise angereichert und können dm-dicke, von Rissen und Wurzelröhren durchsetzte, hell- bis weißgraue Horizonte bilden.

Im westlichen Teil des Lorca-Beckens (Anlage 2 u.3) sind mergelige Siltsteine, die dort Stromatolith (s.u.) unter- oder überlagern, häufig durch Feinschichtung gekennzeichnet (Abb.69 u. 70). Z.T. sind mm-dicke, weißgraue, kalkfreie Lagen zwischengeschaltet. An Fossilien findet man Steinkerne kleinwüchsiger Bivalven und Gastropoden sowie Fischschuppen.

Interpretation

Die grob- und feinklastischen Gesteine weisen typische Merkmale von Fächerablagerungen auf. Als Hinweis auf überwiegend flachmarine Verhältnisse dient der hohe biogene Anteil. Die Konglomerate sind in der Regel als Strömungs- bzw. Rinnenablagerungen, seltener dagegen als Debrite interpretierbar. Im östlichen Teil des Lorca-Beckens können die Konglomerate (v.a. an der Basis) auch als marine Aufarbeitungshorizonte gedeutet werden. Die knolligen Kalkkonkretionen östlicher Beckenbereiche werden als Paläocaliche-Bildungen angesehen und deuten auf phasenweise terrestrische Verhältnisse hin.

Im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens kann für den höheren Teil der Cautivos-Schichten als Faziesmodell ein „fan delta“ oder „alluvial fan“ angenommen werden, dies wird v.a. durch die deltatypischen Vorschüttungen möglich. Die im unteren Teil der Cautivos-Schichten auftretenden, feingeschichteten Siltsteine weisen auf zeitweise fehlendes Bodenleben und niedrigenergetische Ablagerungsbedingungen hin. Unter Berücksichtigung des eingeschalteten Stromatoliths (s.u.) kann für die entsprechenden Profilabschnitte westlicher Beckenbereiche ein flach subtidaler bis intertidaler (ev. lagunärer) Bildungsraum angenommen werden.

Partikelkalke

Innerhalb der Karbonatgesteine nehmen hellbraune, massige bis gebankte und oftmals stark sandige Kalkarenite bis Kalkrudite den größten Raum ein. Die Gesteine sind in den meisten Aufschlußbereichen durch Bioturbation gekennzeichnet. Mitunter sind Wellenrippeln (Profil Piedras Gordas I, Abb.67) oder Schrägschichtungsgefüge (z.B. Profil Estrecho, Abb.68) ausgebildet. In einigen Bereichen treten Belastungsmarken auf, die z.T. als „ball & pillow“-Strukturen entwickelt sind (Profil Cautivos I, Abb.69). In den nördlichen Profilen (Anlage 3) weisen einige Bankoberseiten Bohrlöcher auf (Profile Ventorillo, Estrecho u. Torralba; Abb. 70, 68 u. 71). Die Gesteine sind insgesamt reich an Schalenbruch, wobei Austern und Balaniden, selten auch Großforaminiferen (v.a. *Operculina* sp.) erkennbar sind. In einigen Bänken treten Steinkerne von Bivalven und kleinwüchsigen Gastropoden auf.

Im E-Lorca-Becken (Anlage 1) treten in mehreren Niveaus geringmächtige Kalkmikrit-Bänke auf (Profile Piedras Gordas I u. II, Abb.67 u. 76). Die Bänke sind meist ungeschichtet und weisen Hohlraumgefüge auf. Einige Bänke sind von Rissen und Wurzelröhren durchsetzt und können dann leicht mit Paläocaliche-Horizonten (s.o.) verwechselt werden. In nördlichen Profilen (Ventorillo und Torralba, Abb.70 u. 71) weisen die Oberflächen einiger Kalkarenitbänke längliche Gipskristallmarken auf.

Im Dünnschliff ist ein sehr vielfältiges Komponentenspektrum zu erkennen. Es handelt sich in der Regel um Bivalven, Rotalgen, Echinodermen, Foraminiferen und Balaniden sowie unterschiedliche Anteile an Korallenfragmenten, Gastropoden und Peloiden. In Einzelfällen ist viel Pflanzenhäcksel erkennbar. Selten findet man Bryozoen oder Serpelnröhren. Der Anteil an Gesteinsbruchstücken und terrigenem Quarz liegt selten unter 10%. Mikrofaziell sind es -in Abhängigkeit vom Matrixanteil- überwiegend sandige, bioklastische Grainstones, Packstones oder Rudstones. Dominieren einige Komponentengruppen sind sie auch als

Korallen-Grain- oder Rudstones, in einigen Fällen auch als Foraminiferen-Grainstones oder Peloiden-Grainstones zu bezeichnen. Im Profil Torralba (Abb.71) weist ein Dünnschliff neben Schalenbruch und terrigenem Material mehrere mm große, unregelmäßig geformte Karbonatkomponenten auf; die Grundmasse besteht aus Zement. Die Komponenten werden von nicht-konzentrischen, mikritischen Lagen, die um ein Quarzkorn oder Fossilbruchstück angelagert sind gebildet und weisen somit typische Merkmale von Onkoiden auf (onkolithischer Rudstone).

Die Kalkmikrite können als Wackestones klassifiziert werden. Sie enthalten Ostrakoden, Gastropoden, Peloiden und Wirtelalgen (Dasycladaceen) sowie teilweise sehr hohe Anteile terrigenen Quarzes. „Birds eyes“-Gefüge sind häufig, in einigen Fällen treten längliche Kalzitpseudomorphosen nach Gips auf.

Interpretation

Sedimentstrukturen und Komponentenspektrum der meisten Partikelkalke weisen auf flachmarine Verhältnisse im Bereich einer offenen Karbonatplattform hin. Speziell für das E-Lorca-Becken weisen Wellenrippeln auf zeitweise sehr geringe Wassertiefen. Der Kalkmikrit mit Dasycladaceen und „birds eyes“-Gefügen kann geschlossenen Plattformbereichen (Lagune) zugeordnet werden. Gipskristalle und horizontales Auftreten von Gipskristallmarken läßt eine frühdiagenetische Überprägung durch hypersalinare Lösungen vermuten. Unter Berücksichtigung o.g. Caliche-Bildungen können auch (kurzzeitige) Auftauchphasen angenommen werden.

Riffkalk

V.a. im südwestlichen Teil des Lorca-Becken treten lateral beständige, massive, autochthone Riffkalke (Korallen-Framestones) in fünf ausgliederbaren Kalksteinhorizonten auf (s.o.). Besonders in den oberen Horizonten gehen die Riffkalke lateral häufig in bioklastische Kalke über. In Form von kleinen Fleckenriffen treten Riffkalke auch mehrere m unterhalb einzelner Kalksteinhorizonte auf.

Im östlichen Teil des Lorca-Beckens sind massive Riffkalke und Fleckenriffe lediglich im Bereich „Estrecho de la Algualeja“ (Anlage 2) vertreten.

Abgesehen von etwas geringeren Mächtigkeiten gibt es insgesamt nur wenig Unterschiede zu Riffen älterer Einheiten der neogenen Beckenfüllung. Hauptgerüstbildner der Korallenriffe ist nach wie vor *Porites* sp., nur untergeordnet kommen auch *Tarbellastrea* sp. und *Platygyra* sp. vor. Die Korallen können grobklastischen Konglomeraten, Sandsteinbänken oder feinkörnigen Substraten, die durch Rotalgenkrusten stabilisiert sind, direkt aufsitzen. Es sind alle bekannten Wuchsformen (mäandrierend, fächerartig, plattig) entwickelt, wobei besonders im unteren Horizont des Profilbereiches Cautivos I (SW-Lorca-Becken, Anlage 2, Abb.69) in unterschiedliche Richtungen geneigte Korallenfächer hervortreten (Abb.61). Neben Rotalgen-Foraminiferen-Krusten, die Korallenstöcke umgeben, treten als typische, begleitende Organismen Bivalven (v.a. Austern), Echinodermen, Bryozoen und Foraminiferen auf. Als Riffzerstörer sind zum Top hin zunehmend Bohrmuscheln (v.a. *Lithophaga* sp.) anzutreffen. Im Profilbereich Torralba (NW-Lorca-Becken, Anlage 3, Abb.71) sind sämtliche Fleckenriffe des 2.Kalksteinhorizontes fast vollständig von Bohrmuscheln zerstört (Abb.62). Da sich die Riffgesteine mikrofaziell nicht von älteren Riffkalcken unterscheiden, wird auf die entsprechenden Beschreibungen verwiesen.

Interpretation

Die Korallenriffe kennzeichnen einen flachmarinen Bildungsraum im Bereich einer Karbonatplattform. Die unteren beiden Kalksteinhorizonte bilden mit vorwiegend massivem, lateral aushaltendem Riffkalk regelrechte Riffgürtel („fringing reefs“). Insbesondere das wiederholt massenhafte Auftreten bohrender Organismen deutet v.a. im nördlichen und östlichen Teil des Lorca-Beckens auf zeitweise sehr geringe Wassertiefen -und mögliche Auftauchphasen- hin.

Stromatolithe

Im gesamten westlichen Teil des Lorca-Beckens treten innerhalb meist schlecht verfestigter, feingeschichteter Siltsteine (s.o.) unmittelbar oberhalb des ältesten Kalksteinhorizontes in ein bis zwei Bänken weißgraue bis gelbgraue Kalke auf (Profile Cautivos I, Ventrillo, Ruzafas, Torralba, Abb.69-71). Ein am Bruch erkennbarer, oftmals leicht welliger Lagenbau und lagenweise mehr oder weniger ausgeprägte Hohlraumgefüge kennzeichnen die nur wenige cm dicken Bänke als Stromatolithe.

In allen Aufschlußbereichen fällt nur ein Stromatolith durch enorme Härte auf. Er ist nur in wenigen Lokalitäten (südlich Ruzafas, Rambla del Estrecho, Anlage 2 u. 3) durch nachfolgend eingeschnittene Konglomerate erodiert. Wegen seiner besonderen Bedeutung als Leithorizont ist dieser Stromatolith in den entsprechenden Profildarstellungen als **Cautivos-Stromatolith** gekennzeichnet (siehe auch Abb.63 u. 64).

Typische mikrofazielle Erkennungszeichen sind ein lagenweiser Wechsel strukturlos mikritischer und peloidaler Bereiche. Insbesondere in den strukturlosen Bereichen finden sich Schalenbruch und terrigener Quarz (Cyanophycean-Bindstone: Kennard & James 1986 oder lagiger Leiolith: Riding 1991).

Interpretation

Der Stromatolith tritt nahezu ausschließlich zusammen mit feingeschichteten Siltsteinen (s.o.) auf. Begleitend können auch Kalkarenite mit Gipskristallmarken (s.o.) vorkommen. Als Ablagerungsraum kann insgesamt ein flach subtidaler bis intertidaler Plattformbereich angenommen werden. Durch das Auftreten der Gipskristallmarken werden zeitweise hypersalinare Bedingungen angezeigt.

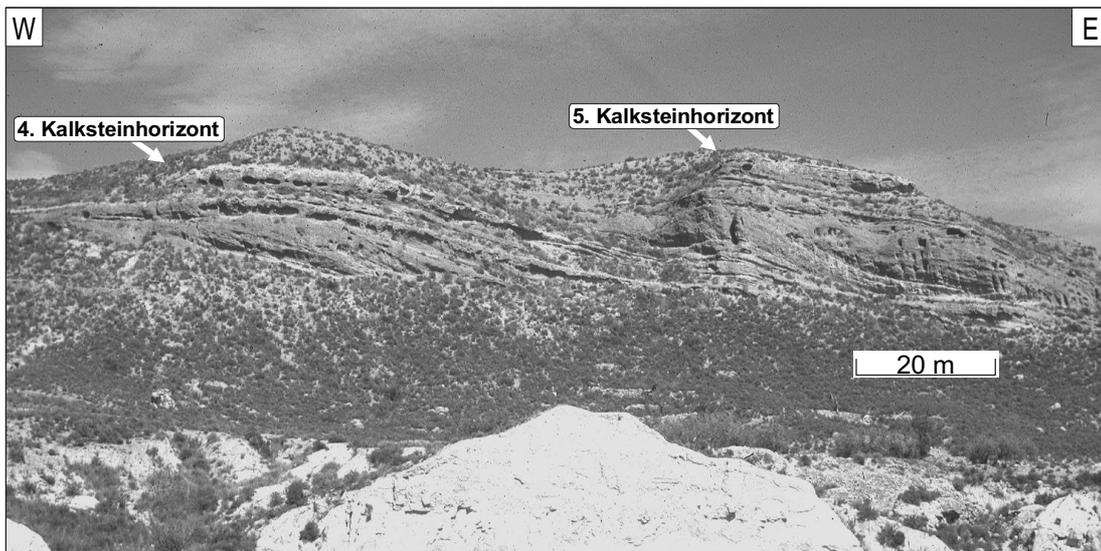


Abb. 60: - Mächtige, deltatypische Vorschüttungsblätter ("foreset beds") kennzeichnen den höheren Teil der Cautivos-Schichten im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens. In die klastische Abfolge sind Riffe und Riffschuttkalke eingeschaltet, die durch hellere Farben und etwas höhere Verwitterungsresistenz auffallen (4. u. 5. Kalksteinhorizont). N-Ufer des Rio Guadalentin (Anlage 2, vgl. auch Abb.94).



Abb. 61: - Massiver Riffkalk mit unterschiedlich ausgerichteten *Porites*-Fächern an der Basis der Cautivos-Schichten (1. Kalksteinhorizont). Hier wuchsen Korallen direkt dem basalen Konglomerat auf. Innerhalb der Cautivos-Schichten kommt es in 5 verschiedenen Niveaus (Kalksteinhorizonten) zu unterschiedlich ausgeprägtem Riffwachstum. Südwestliches Lorca-Becken; P. Cautivos 1 (Abb.69).



Abb. 62: - Völlig von Bohrmuscheln (hier *Lithophaga* sp.) zerstörtes Fleckenriff. Derart intensive Bioerosion ist v.a. in Fleckenriffen zu beobachten und nimmt besonders in den höheren Niveaus deutlich zu. (Nordwestliches Lorca-Becken, Profil Torralba, Abb.71).



Abb. 63: - Unmittelbar oberhalb des 1. Kalksteinhorizontes folgen feinklastische, teilweise feingeschichtete Gesteinstypen und ein bis zwei eingeschaltete Stromatolithe. Nur ein Stromatolith (Cautivos-Stromatolith, Pfeil) fällt durch enorme Härte auf und bildet einen bedeutenden Leithorizont (SW-Lorca-Becken, Profil Ruzafas, Abb.70).



Abb. 64: - Der Cautivos-Stromatolith ist nahezu im gesamten westlichen Lorca-Becken vorhanden. Er kennzeichnet zusammen mit dem feingeschichteten Siltstein einen flach subtidalen bis intertidalen Ablagerungsraum (SW-Lorca-Becken, Profil Cautivos 1, Abb.69).

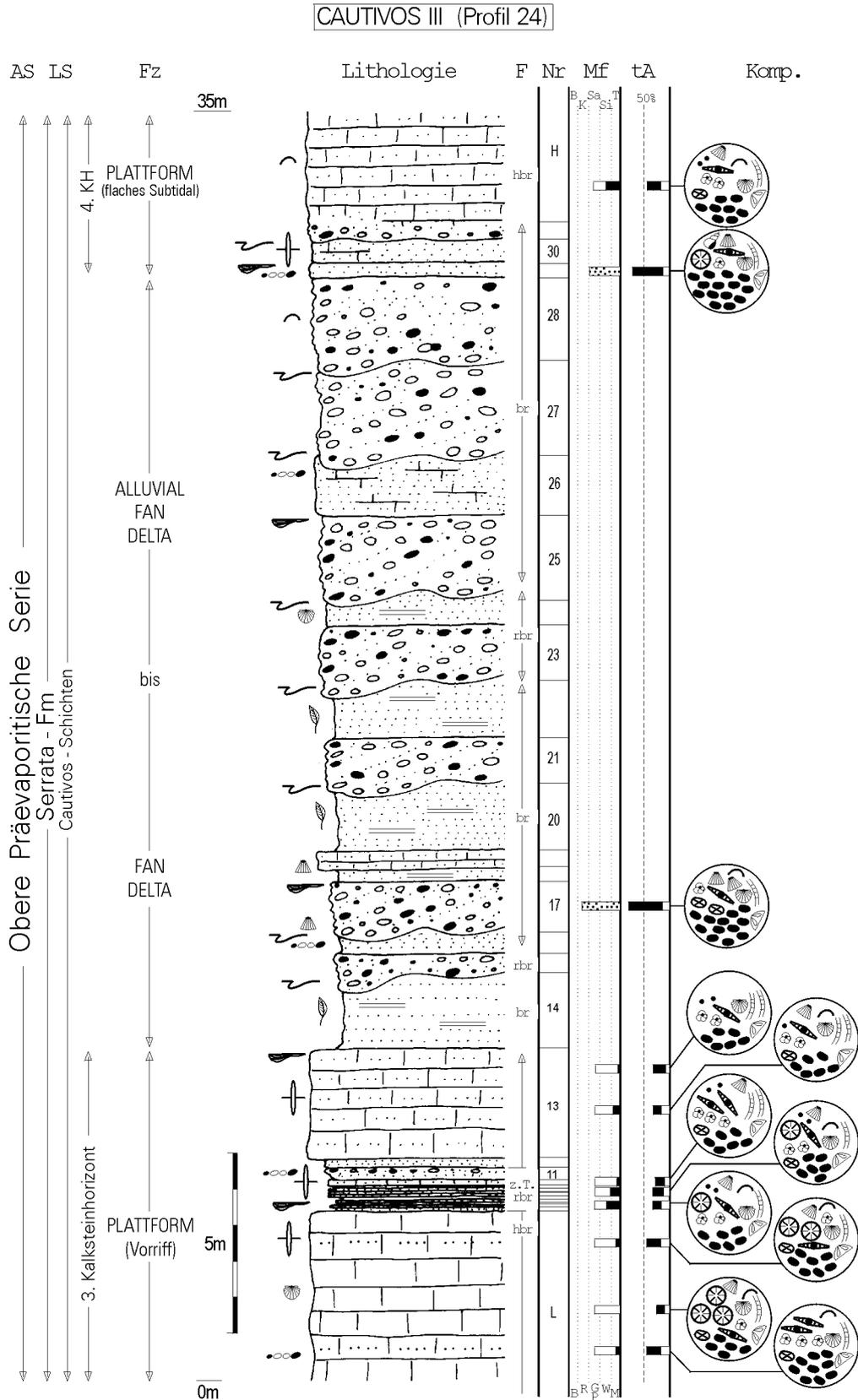


Abb.65: - Profildarstellung des (oberen) mittleren Teils der Cautivos-Schichten etwa 1km nördlich Los Cautivos (SW-Lorca-Becken, Anlage 2).
 Liegendes: Profil Cautivos II (Abb.66); Hangendes: Geländeoberfläche.
 Die im mittleren Profilschnitt auftretenden grob- und feinklastischen Faziestypen bilden deltatische Vorschüttungsblätter (vgl. Abb.60).

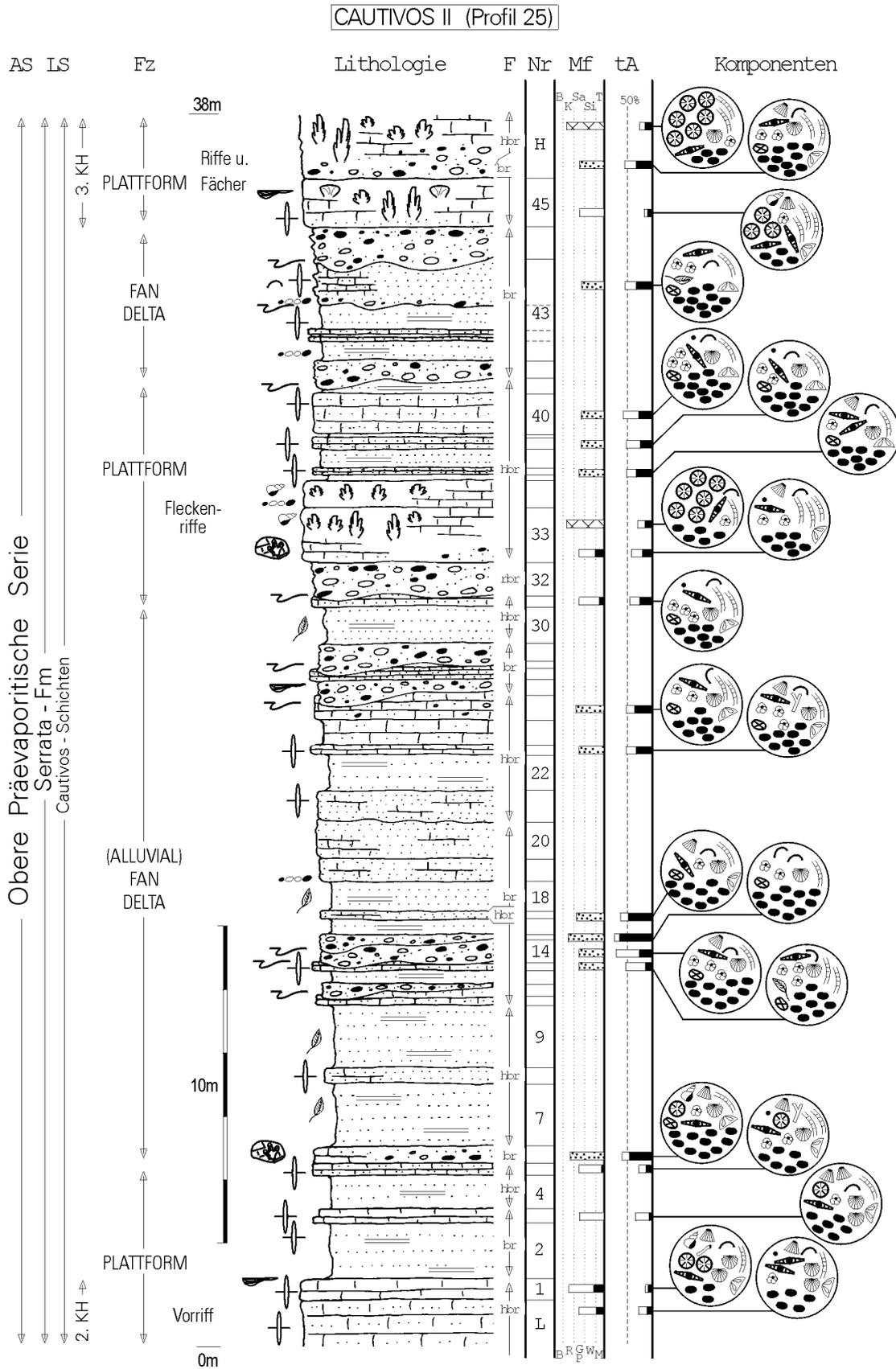


Abb.66: - Profildarstellung des (unteren) mittleren Teils der Cautivos-Schichten etwa 1km nördlich Los Cautivos (SW-Lorca-Becken, Anlage 2).
 Liegendes: Geländeoberfläche, Profil Cautivos III (Abb.65).
 Fein- und grobklastische Faziestypen kennzeichnen diesen Teil der Cautivos-Schichten. Die eingeschalteten Riffbildungen (v.a. Fleckenriffe) werden oft sehr schnell von Fächerschüttungen unterbrochen. Die Riffe im obersten Profilabschnitt bilden dagegen trotz grobklastischer Konglomeratschüttungen den 3. von insgesamt 5 lateral durchhaltenden Kalksteinhorizonten.

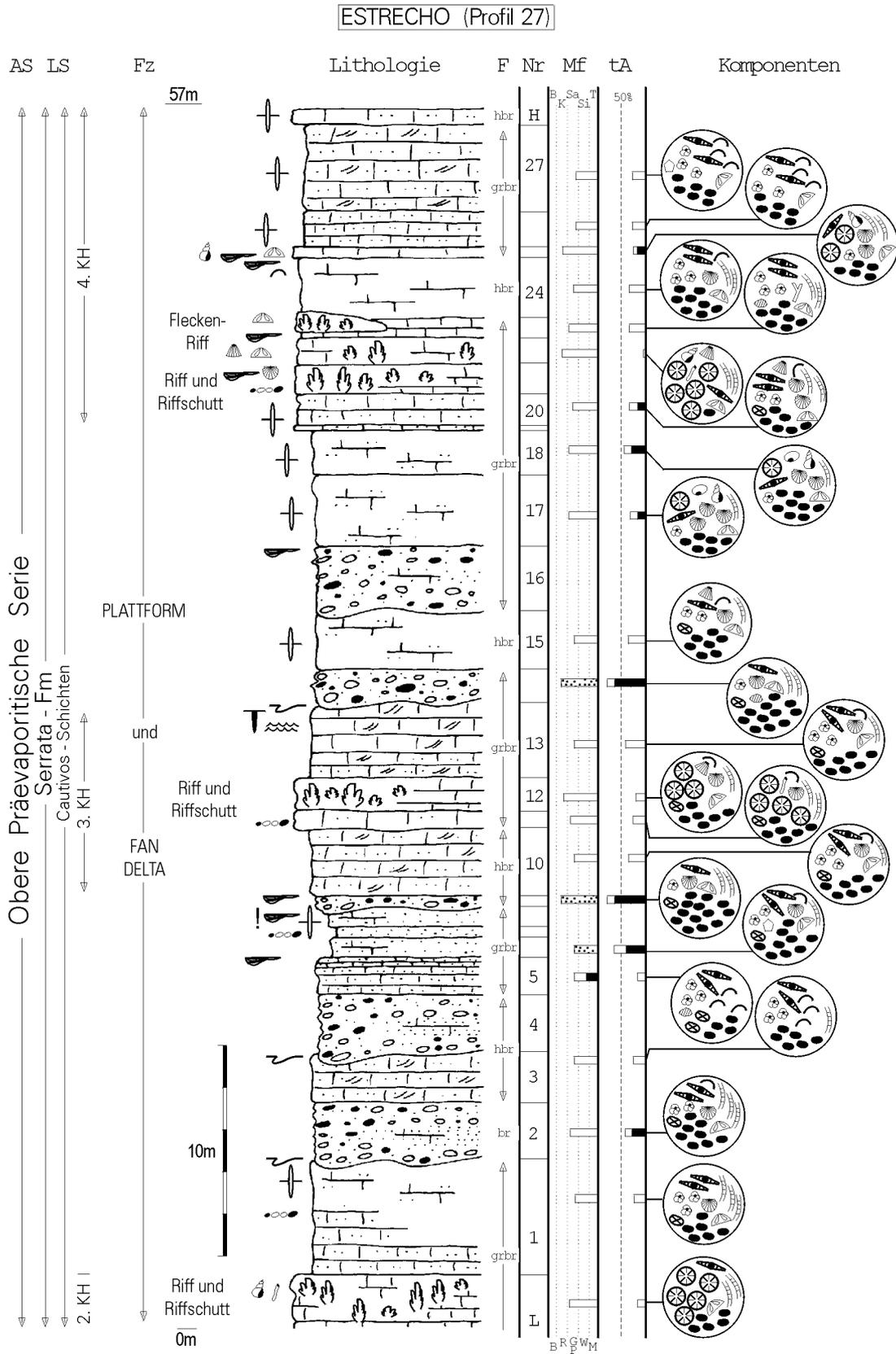


Abb.68: - Profildarstellung des oberen Teils der Cautivos-Schichten in der Rambla del Estrecho (NW-Lorca-Becken, Anlage 3).
 Liegendes: Riffkalk des 2.Kalksteinhorizontes; Hangendes: Gebankte Kalksandsteine und Kalkarenite der Caravaca-Schichten (POS; Profil Caravaca, Abb.85).
 Im Vergleich zum südwestlichen Teil des Lorca-Beckens treten hier Konglomerate gegenüber bioklastischen Kalken zurück. Riffbildungen sind in diesem Beckenteil überwiegend auf die lateral durchhaltenden Kalksteinhorizonte (hier 2 bis 4) beschränkt.

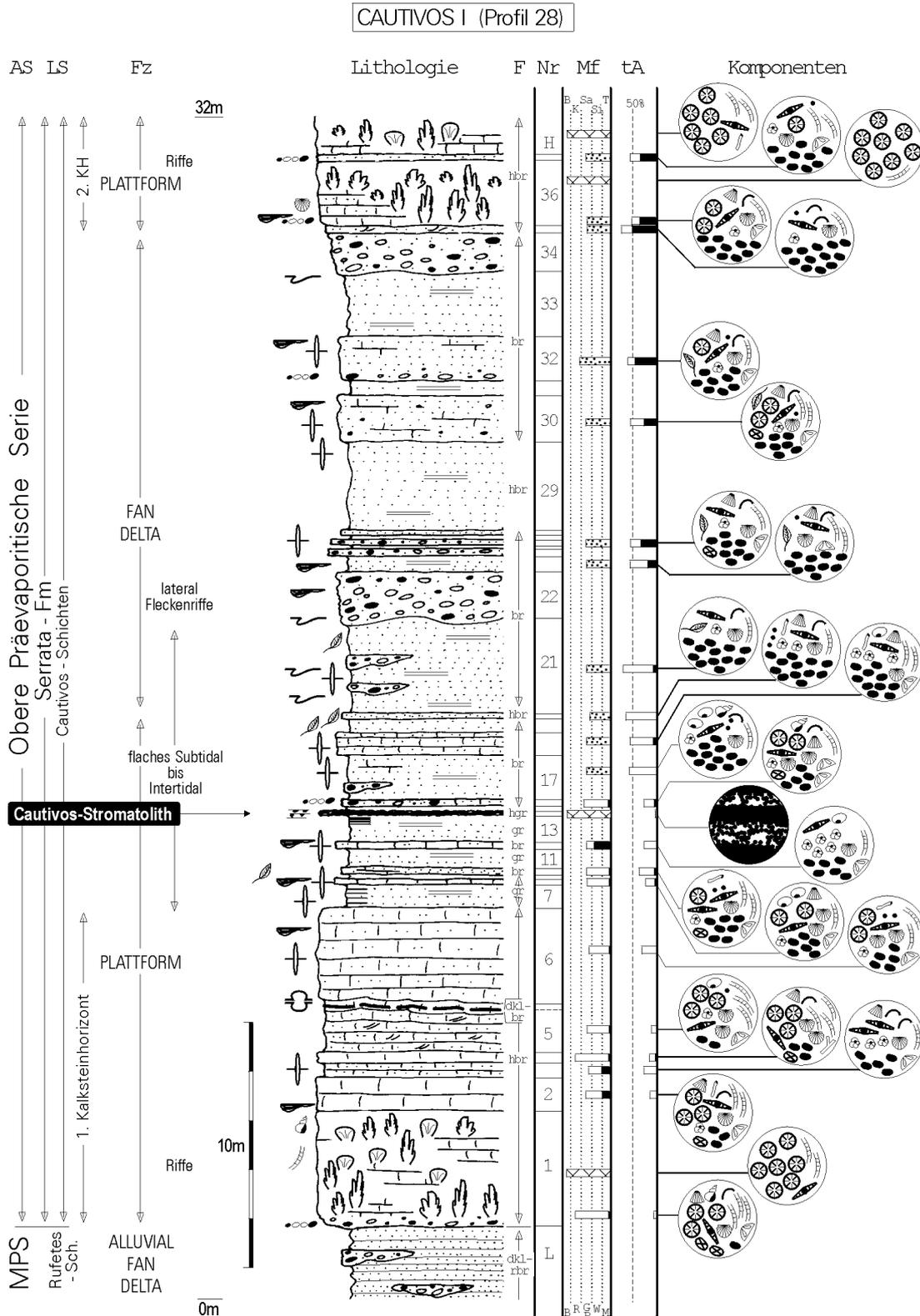
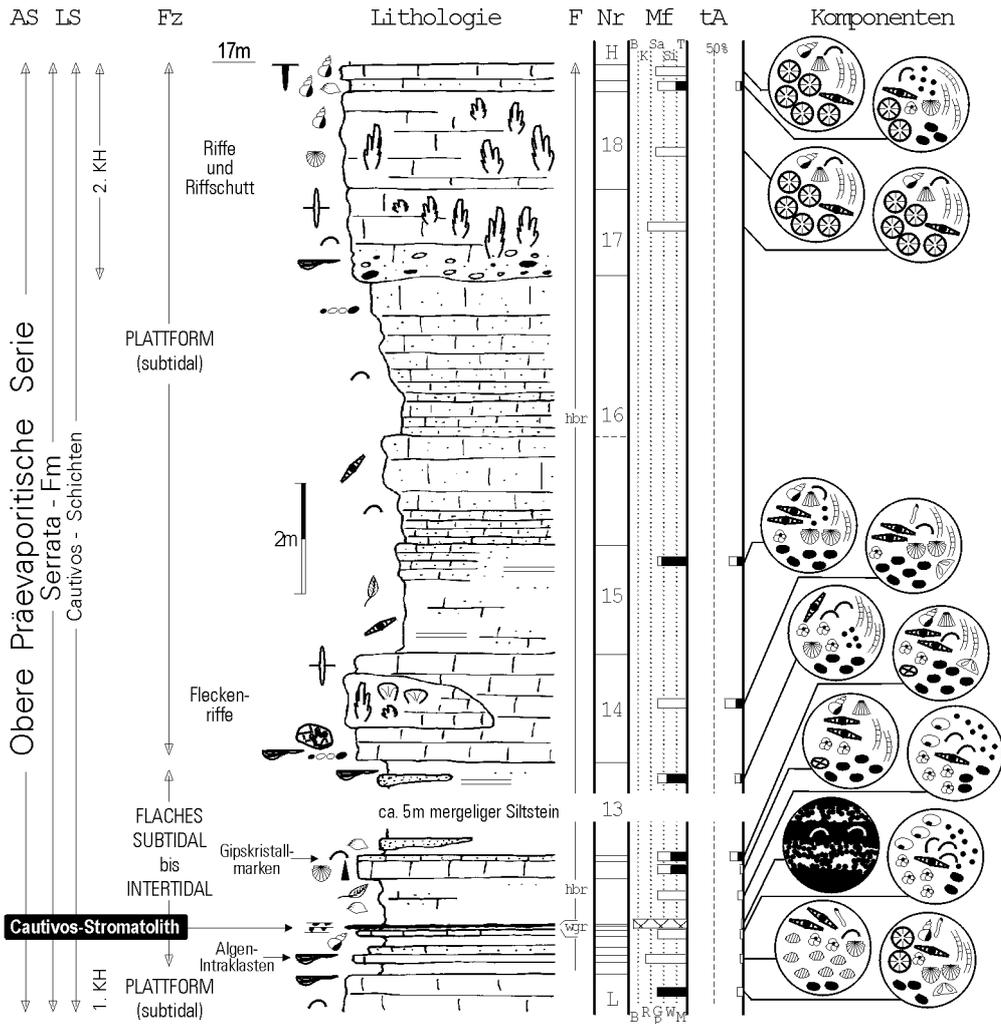


Abb.69: - Profildarstellung des unteren Teils der Cautivos-Schichten etwa 1km nordwestlich Los Cautivos (SW-Lorca-Becken, Anlage 2).

Liegendes: Rotbraune, gebankte Sandsteine der Rufetes-Schichten; Hangendes: Geländeoberfläche, Profil Cautivos II (Abb.66).

Die Cautivos-Schichten kennzeichnen hier insgesamt einen flachmarinen Ablagerungsraum. 1. und 2. Kalksteinhorizont halten bis in nördliche Beckenbereiche durch. Im mittleren Profilabschnitt geben Stromatolith und feingeschichtete, mergelige Siltsteine Hinweis auf einen flach subtidalen bis intertidalen (ev. lagunären) Bildungsraum. Der ausschließlich oberhalb des 1.Kalksteinhorizontes auftretende Cautivos-Stromatolith ermöglicht als Leithorizont die Profilkorrelation im gesamten westlichen Teil des Lorca-Beckens (vgl. Abb.70 u. 71).

VENTORILLO (Profil 29)



RUZAFAS (Profil 30)

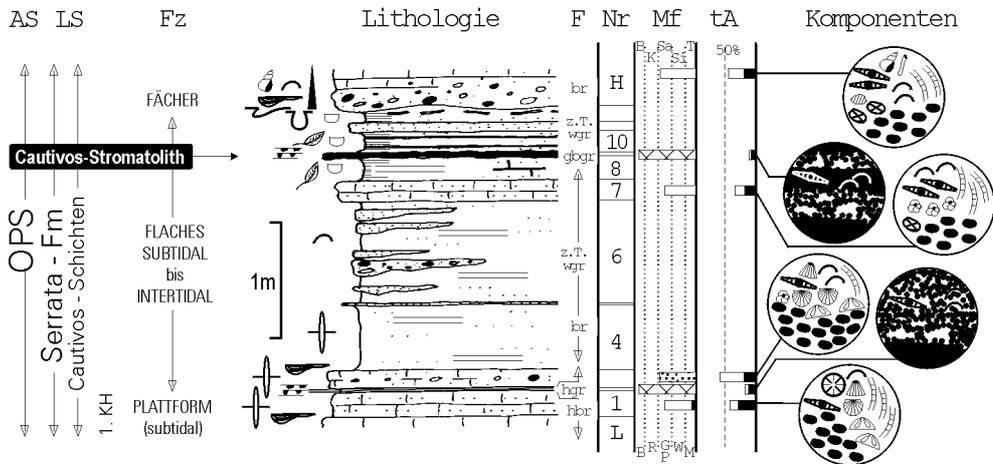


Abb.70: - Profildarstellungen des unteren Teils der Cautivos-Schichten im Barranco del Ventorillo (NW-Lorca-Becken, Anlage 3) und im Bereich Las Ruzafas (SW-Lorca-Becken, Anlage 2).
Profil Ventorillo: Liegendes: Riffkalk des 1.Kalksteinhorizontes; Hangendes: Geländeoberfläche.
Profil Ruzafas: Liegendes: Riffkalk des 1.Kalksteinhorizontes; Hangendes: Geländeoberfläche.
 Die Profile stellen das Bindeglied zwischen südwestlichem und nordwestlichem Beckenteil dar. V.a. mit Hilfe des Cautivos-Stromatoliths (und des 1.Kalksteinhorizontes) sind präzise Korrelationen im gesamten westlichen Teil des Lorca-Beckens möglich.

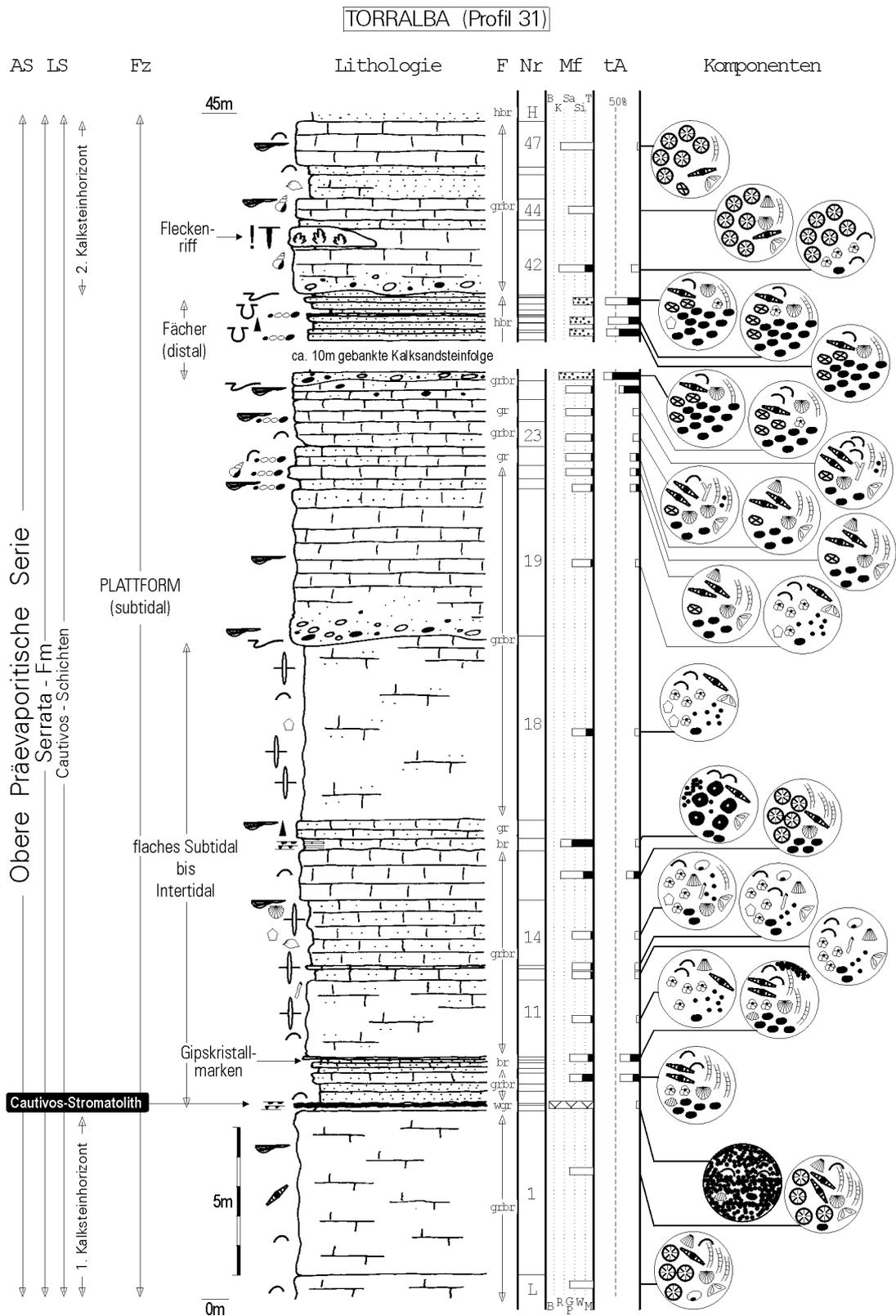


Abb.71: - Profildarstellung des unteren Teils der Cautivos-Schichten im Barranco del Madroño, nordöstlich der ehemaligen Siedlung Torralba (NW-Lorca-Becken, Anlage 3).
Liegendes: Riffkalk des 1.Kalksteinhorizontes; Hangendes: Geländeoberfläche.

Die Abfolge kennzeichnet insgesamt einen flachmarinen Ablagerungsraum. Auf zeitweise hypersalinare Bedingungen deutet das horizontweise Auftreten von Gipskristallmarken oberhalb des Cautivos-Stromatoliths.

b. Varied-Member

[nach Geel 1976]

Alter und max. Mächtigkeit: - siehe **OPS**

Liegendes: - Konkordanter Kontakt zum Hondo-Mergel (**MPS**).

Hangendes: - Kontakt zur **ES** ev. konkordant (Abb.10).

Vorkommen: - Das Varied-Member stellt das beckenzentrale Äquivalent der Cautivos-Schichten dar und bildet den Hanganstieg zum Serrata-Höhenzug (Abb.10). Sehr geringmächtige Vorkommen findet man im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung südlich des Alto de los Secaños (E-Lorca-Becken, Anlage 1).

Faziestypen: - Im Varied-Member treten Mergel, Tonsteine, Diatomite, Gips, Silt- bis Sandsteine und Kalksteine auf. Die sehr verschiedenartigen Gesteine des Varied-Members waren in der Vergangenheit mehrfach Ziel sedimentologischer, geochemischer und paläontologischer Untersuchungen (u.a. Geel 1976, Michalzik 1994, Permanyer et al. 1994, Benali et al. 1995, Russel 1997, Taberner et al. 1998, Rouchy et al. 1998). Einem Teil der Untersuchungen sind intensive Explorationsarbeiten vorausgegangen (IGME 1982).

Für die eigene Fragestellung von besonderer Bedeutung sind an Diatomeen (Jurkschat 1995b) und Foraminiferen (Steffahn 1995) durchgeführte Untersuchungen. Sie liefern wichtige Daten für die Korrelation randlicher und zentraler Beckenbereiche. Insgesamt liegt mit allen Arbeiten eine Vielzahl an detaillierten Beschreibungen vor, so daß auf eigene Profilaufnahmen verzichtet werden konnte. Aus diesem Grund werden die Faziestypen des Varied-Members nachfolgend zusammenfassend dargestellt und interpretiert.

Das Varied-Member besteht aus einer Wechselfolge häufig laminiertes, hellgrauer Mergel und etwas dunklerer kaum verfestigter Tonsteine, zwischen denen alle Übergänge bestehen können. V.a. der Mergel enthält benthonische u. planktonische Foraminiferen (Steffahn 1995) und stellenweise viel Pflanzenhäcksel. Gelegentlich treten Steinkerne oder Abdrücke von kleinwüchsigen Bivalven und Gastropoden auf. Besonders im unteren Teil des Varied-Members sind häufig mehrere m mächtige, hellgraue bis weiße und meist sehr mürbe Diatomite eingeschaltet. Sie können lagenweise eine intensive Verkiezelung aufweisen. Aufgrund ihrer feinen Lamination und der parallel dazu entwickelten, blättrigen Aufspaltung werden sie oftmals auch als Papierschiefer („paper shales“) bezeichnet. Auf Schichtflächen findet man häufig Fischschuppen, insbesondere im unteren Abschnitt des Varied-Members sogar sehr gut erhaltene Fischskelette der Familie Clupeidae und Gonostomidae (Jurkschat 1995a).

In der gesamten Abfolge treten unregelmäßig meist dünne Kalkarenit-Bänke auf, die als Wackestones und sandige, bioklastische Packstones bzw. Grainstones klassifiziert werden können. Sie enthalten neben unterschiedlichen Anteilen an terrigenen Komponenten, Foraminiferen, Ostrakoden, Pelloide und Diatomeen sowie Fragmente v.a. von Echinodermen und Rotalgen. Am Top des Varied-Members befindet sich lokal ein Kalkarenit, der zudem etwas Glaukonit, Schwammnadeln und Rindenkörner enthält.

Entlang des Serrata-Höhenzuges treten im unteren bis mittleren Teil des Varied-Members morphologisch deutlich mehrere härtere, z.T. wellige Karbonatbänke hervor. Es handelt sich vornehmlich um einige dm dicke Mudstones, die gefügelos massig, laminiert oder auch brekziiert vorliegen können. Mitunter sind zellige Hohlraumgefüge entwickelt. Einige Bänke sind z.T. von Gipsknollen durchsetzt und können in Einzelfällen lateral fast vollständig in Gips übergehen. In Dünnschliffen dieser Bänke erkennt man meist peloidale Bereiche im lagigen Wechsel mit strukturlosem Mikrit. Ein Mudstone, der diskoidale Kalzitpseudomorphosen nach Gips enthält, liegt lateral vollständig sparitisiert vor. Nach Michalzik (1994) handelt es sich um einen evaporitischen Kalkstein oder Sparstone (Wright 1992), der aus einem dichten Mosaik von Kalzitkristallen mit unregelmäßig, netzartig verteilten, oftmals peloidal ausgebildeten Matrix-Relikten besteht.

Besonders im nordöstlichen Teil der Vorkommen treten dünne, lateral durchhaltende Gipshorizonte auf. Sie liegen in Form von weißem Alabastergips, Gipsrudit mit karbonatischen Zwischenlagen oder gradiertem Gipsarenit vor.

Insbesondere im südwestlichen Teil der Vorkommen treten oftmals siliziklastische Einschaltungen auf. Sie sind im unteren Abschnitt noch selten und vorwiegend als dünne Siltsteinlagen entwickelt. Im oberen Abschnitt können dagegen mehrere bis 1 m mächtige, mitunter rötliche Sandsteinbänke vorhanden sein. Diese weisen hohe Pflanzenhäcksel-Anteile auf, sind oftmals gradiert und lassen stellenweise Sohlmarken erkennen.

Mit unterschiedlicher Ausprägung können in nahezu allen Faziestypen synsedimentäre „Slumping“-Gefüge, selten auch „ball & pillow“-Strukturen auftreten. Lokal sind am Top des Varied-Members, vornehmlich auf der Oberfläche sandiger Tonmergel, netzleistenartige Rißstrukturen zu beobachten.

Besonderheiten: - Das Varied-Member ist vornehmlich im südwestlichen Teil der Vorkommen durch einen hohen Kohlenwasserstoffgehalt und das Auftreten elementaren Schwefels gekennzeichnet.

Der Kohlenwasserstoffgehalt ist am unterschiedlich ausgeprägten, typischen Geruch erkennbar und tritt in verschiedenen Faziestypen auf. Benali et al. (1995) zufolge liegen die höchsten Kohlenwasserstoffgehalte (z.T. mehr als 25 wt.% TOC) vorwiegend am Top mächtigerer, laminiertes Diatomit-Horizonte vor, sofern diese von Mudstones abgedeckt werden. Die laminierten Abschnitte werden dann als bituminöse Schiefer oder „organic rich shales“ (u.a. Taberner et al. 1998) bezeichnet.

Schwefel tritt meist assoziiert mit Fasergips auf, kann aber auch -vorzugsweise im Sandstein- in cm-großen, idiomorphen Kristallen vorliegen. Seine Bildung steht vermutlich im Zusammenhang mit dem gleichzeitigen Vorkommen von Kohlenwasserstoffen und Gipsgesteinen. U.a. nach Ruckmick et al. (1979) sollen sulfatreduzierende Bakterien bei Vorhandensein von Kohlenwasserstoffen Gips- oder Anhydrit- zu Kalzit (Sparstone), Schwefelwasserstoff und elementarem Schwefel umwandeln.

Interpretation

Lithofazies und Faunenassoziationen deuten auf einen marinen, ev. hemipelagischen Bildungsraum hin. Die wiederholt eingeschalteten Diatomite sprechen für zeitweise erhöhte Phytoplankton-Produktivität. Die auffällige Lamination weist auf niedrigenergetische Verhältnisse und fehlendes Bodenleben hin.

Die Partikelkalke werden als flachmarine Bildung angesehen und deuten in einigen Fällen auf die Nähe einer Karbonatplattform hin.

Hypersalinare Phasen können direkt aus vorhandenen Gipshorizonten und indirekt aus dem Auftreten evaporitischen Kalksteins abgeleitet werden (siehe auch Michalzik 1994). Bei Letzterem handelt es sich primär um einen mikrobiellen Kalkstein, der frühdiagenetisch unter hypersalinen Bedingungen überprägt wurde.

Die im höheren Teil häufig auftretenden, siliziklastischen Einschaltungen werden ihren Sedimentstrukturen entsprechend als Turbidite interpretiert (siehe auch Geel 1976). Die am Top des Varied-Members in einigen Gesteinen vorhandenen, netzleistenartigen Rißstrukturen lassen sich als Trockenrisse oder als Synäreserisse deuten. Während Trockenrisse eine Phase subaerischer Exposition voraussetzen, entstehen Synäreserisse subaquatisch infolge von Entwässerung. Eine häufig genannte Ursache für Synäreserisse ist ansteigende Salinität, die zu Dichteunterschieden zwischen wassergesättigtem Sediment und darüberstehendem Wasser führt (Burst 1965). Neuerdings werden aber auch Erdbeben als auslösende Faktoren genannt (Pratt 1998).

1.4. EVAPORITISCHE SERIE (ES)

Alter: - Oberes Tortonium bis Messinium (u.a. Guillén Mondéjar 1994),

Messinium (Montenat et al. 1990a, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994, Taberner et al. 1998)

Max. Mächtigkeit: - über 100m

Liegendes: - Kontakt zur **OPS** v.a. in Randbereichen des Lorca-Beckens diskordant, im Beckenzentrum ev. auch konkordant.

Hangendes: - Kontakt zur **POS** v.a. in Randbereichen des Lorca-Beckens diskordant, im Beckenzentrum vermutlich konkordant.

Tektonische Schichtdeformationen: - Schichtfolge im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung steil aufgestellt (z.T. überkippt). Hier tritt auch intensive Faltung (Abb.78) und Brekzierung in Gipsgesteinen auf.

Formationen: - Die **ES** wird ausschließlich vom mittleren Abschnitt der Serrata-Formation (Geel 1976) gebildet (vgl. S.64). Etwa einen km nordwestlich des Serrata-Höhenzuges wurde in zwei Bohrungen (S4 u. S5, siehe Anlage 2) Steinsalz nachgewiesen (IGME 1982). Es wird ebenfalls der **ES** zugerechnet, soll hier allerdings nicht näher beschrieben werden. Die in den Bohrungen nachgewiesene Mächtigkeit von über 250m weicht deutlich von der aufgeschlossenen Mächtigkeit ab (s.o.). Eine einführende Beschreibung der Salzgesteine gibt u.a. Orti (1990). Zusammenfassende Erläuterungen zu Petrologie, Geochemie und Genese der Salzgesteine finden sich bei García Veigas et al. (1994).

1.4.1. SERRATA-FORMATION (ES)

[nach Geel 1976]

Alter, max. Mächtigkeit, Liegendes und Hangendes: - siehe **ES**

Schichtglieder: - Die Serrata-Formation (ES) wird in Nonihay-Schichten und Gypsum-Member (Geel 1976) gegliedert. Eine Verzahnung zwischen den Schichtgliedern ist südlich des Höhenpunktes Los Batanes (SW-Lorca-Becken, Anlage 2) sowie im Bereich El Chopo (E-Lorca-Becken, Anlage 1) aufgeschlossen, ebenso im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung westlich Totana (Abb.10).

a. Nonihay-Schichten

[nach der Siedlung Nonihay im östlichen Teil des Lorca-Beckens, siehe Anlage 1]

Alter: - Messinium (u.a. Montenat et al. 1990a, Guillén Mondéjar 1994, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994)

Max. Mächtigkeit: - über 100m

Liegendes: - Diskordanter Kontakt zur **OPS** (Cautivos-Schichten).

Hangendes: - Diskordanter Kontakt zur **POS** (Caravaca-Schichten).

Vorkommen: - Die Nonihay-Schichten sind v.a. im südwestlichen und östlichen Teil des Lorca-Beckens sowie im Scherzonenbereich westlich Totana (Abb.10) aufgeschlossen.

Faziestypen: - Die Einheit wird von grob- bis feinklastischen Faziestypen (Konglomerate bis Siltsteine) dominiert. Als geringmächtige Einschaltungen treten verschiedene Kalksteine auf. Im Bereich der Typlokalität (Anlage 1) treten alle Faziestypen verzahnt auf. Aus diesem Grund werden die Faziestypen nachfolgend zusammenfassend beschrieben und interpretiert.

Ein prägendes Element der Nonihay-Schichten sind Konglomerate unterschiedlicher Färbung. Zwischen Aledo und Nonihay (E-Lorca-Becken, Anlage 1) besteht nahezu die gesamte Einheit aus einer mächtigen Schichtfolge roter Konglomerate, die in westlicher Richtung in kaum verfestigte, rote Sand- bzw. Siltsteine übergehen. Im Scherzonenbereich treten im Wechsel mit oftmals schräggeschichteten Kalksandsteinen und Siltsteinen in unterschiedlichen Niveaus, braune bis hellbraune Konglomerate auf. In der Rambla de los Peñones (SW-Lorca-Becken, Anlage 2, Abb.72 u. 76) nimmt der im unteren Abschnitt noch sehr hohe Anteil an dunkelbraunen bis braunen Konglomeraten zum Top hin kontinuierlich ab und wird durch gebankte, braune Sandsteine ersetzt. Hier sind nur noch vereinzelt wenige m mächtige Konglomerate eingeschaltet.

Die vorwiegend komponentengestützten Konglomerate sind durch unterschiedliche Schichtmächtigkeiten (dm- bis m-Bereich) und Geröllgrößen (\varnothing max. 50cm) gekennzeichnet. Die Gerölle sind meist gut gerun-

det, selten kantig und stammen sowohl aus dem Internen Betikum als auch aus dem Subbetikum. Lediglich im östlichen Teil des Lorca-Beckens sind die Gerölle überwiegend kantig und nur dem Internen Betikum zuzuordnen.

Im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung sind „Korn in Korn“-Kontakte und -infolge tektonischer Beanspruchung- zerbrochene Gerölle ein typisches Erscheinungsbild. Die Konglomerate sind hier fast ausnahmslos grob horizontalgeschichtet bis leicht schräggeschichtet, selten sind Imbrikationsgefüge erkennbar. Erosive Liegend-Kontakte sind häufig entwickelt.

In der Rambla de los Peñones (SW-Lorca-Becken, Anlage 2) sind im mittleren Abschnitt häufig E-W-streichende Konglomerat-gefüllte Rinnen entwickelt (Abb.72).

In den Konglomeraten wurden keine Makrofossilien gefunden. Im SW-Lorca-Becken zeigen einige Feinsandsteinproben im höheren Teil der Abfolge auffällig hohe Anteile an Foraminiferen. Ähnliche Zusammensetzungen zeigen wiederholt eingeschaltete Kalksandsteine aus dem Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung. Hier treten zusätzlich Echinodermenfragmente und Peloide auf. Auch wurden Abdrücke von Trockenrissen an Unterseiten von Kalksandsteinbänken beobachtet (Wrobel 1993).

Der Profilbereich Piedras Gordas II (E-Lorca-Becken, Anlage 1, Abb.77) ist durch eine bunte, feinklastische Schichtfolge und helle, karbonatische Zwischenlagen gekennzeichnet. Auffälligste Faziestypen sind rotbraune bis braune aber auch hellbraune bis graue, meist ungeschichtete Siltsteine bis Feinsandsteine. Sie weisen infolge eines hohen Ton- oder Mergelanteils morphologisch deutlich negative Formen auf und werden mehrere m mächtig. Ein abrupter Farbwechsel erfolgt oftmals ohne erkennbaren lithologischen Wechsel. Der basale Teil dieser Abfolge korreliert mit Gipsgesteinen des Gypsum-Members. Hier kommen Feinschichtungsgefüge und idiomorphe Gipskristalle häufig vor.

Als meist hellgraue, rippenartige Einschaltungen treten besonders im unteren Teil von Profil Piedras Gordas II (Abb.77) geringmächtige, dichte Mudstones und Wackestones hervor. Sie sind typischerweise von Rissen durchsetzt und können monospezifische Ostrakoden sowie kleinwüchsige Gastropoden enthalten. Im Dünnschliff erkennt man zudem Wirtelalgen (Dasycladaceen, Abb.73) und Peloide. Ein Mudstone enthält diskoidale Kalzitpseudomorphosen nach Gips. 5 bzw. 6 m über der Basis der Nonihay-Schichten treten in zwei Bänken stark sandige Kalkarenite (bioklastische Grainstones) auf. Neben viel terrigenem Material (einschl. karbonatische Extraklasten) sind Foraminiferen und Fragmente von Echinodermen, Rotalgen und Balaniden erkennbar. Ein am Top der Einheit auftretender Wackestone fällt durch die Anwesenheit von Armleuchteralgen (Charophyceen, Abb.74) auf.

Ausschließlich im östlichen Teil des Lorca-Beckens treten innerhalb der Abfolge rötliche bis hellgraue, mehrere cm große, knollige Kalkkonkretionen auf. Besonders in feinklastischen Bereichen sind diese knolligen Konkretionen lagenweise angereichert. Nicht selten bilden übereinander „zusammengewachsene“ Knollen längliche Formen, die dicht gepackt mehrere dm dicke, weißgraue Horizonte bilden können (Abb.74). Diese Horizonte erreichen lokal bis zu 10 m! Mächtigkeit und halten dann oftmals mehrere 100 m im Streichen durch. Typische Merkmale dieser Horizonte sind Risse und Wurzelröhren, nicht selten findet man kleine Gastropoden.

Interpretation

Bei der Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse kann zwischen einzelnen Beckenbereichen unterschieden werden.

Zwischen Aledo und Nonihay (E-Lorca-Becken, Anlage 1) lassen sich die grobklastischen Gesteinstypen teils als „debris flow“- teils als „stream flow“-Ablagerungen deuten. Hinweise auf sehr kurze marine (ev. lagunäre) Phasen geben v.a. eingeschaltete Kalksteine im basalen Teil des sich westlich anschließenden Bereiches (Profilbereich Piedras Gordas II, Abb.77). Im höchsten Abschnitt herrschen dagegen zumindest zeitweise eher limnisch-brackische Bildungsbedingungen (Charophyceen). Die knolligen Kalkkonkretionen werden als Paläocaliche interpretiert. Insgesamt wird für den Bereich zwischen Aledo und Nonihay ein „fan delta“ bis „alluvial fan“ als Faziesmodell angenommen. Der sich westlich anschließende Profilbereich Piedras Gordas II läßt sich den feinklastischen Faziestypen entsprechend als „sandflat“ (Kendall 1992) charakterisieren. Aufgrund der ausgeprägten Caliche-Bildungen, die vermutlich zeitgleich mit den Evaporiten des Beckenzentrums erfolgten, können lange subaerische Phasen und ein wechselfeuchtes, semiarides Klima angenommen werden.

Im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens und im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung weisen Gefügemerkmale (Horizontal- bis Schrägschichtung, Imbrikation, Rinnenbildung) auf überwiegend strömungsbedingte Ablagerungen hin. Für einen Teil der Schichtfolge im SW-Lorca-Becken lassen mit Konglomerat gefüllte Rinnen -unter Vorbehalt- auf eine Sedimentzufuhr aus W schließen. Zumindest zeitweise marine Verhältnisse können aus dem mitunter hohen bioklastischen Anteil (v.a. Foraminiferen) abgeleitet werden. Speziell für den Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung kann zeitweises Trockenfallen angenommen werden. Als Faziesmodell bietet sich ein Delta an (fluviatil-dominiert im SW-Lorca-Becken, marin-dominiert im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung).

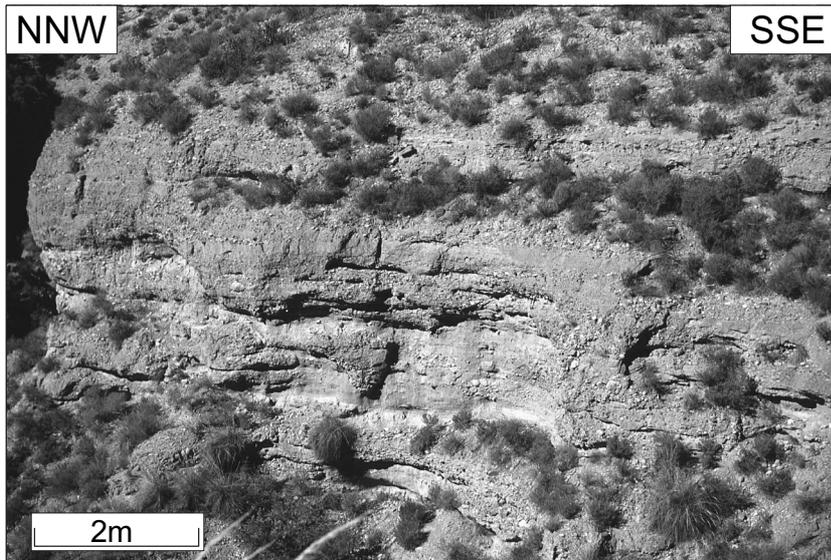


Abb. 72: - Mittlerer Teil der Nonihay-Schichten im Profilbereich Peñones (SW-Lorca-Becken, Anlage 2). Überwiegend E-W-gerichtete konglomerat-gefüllte Rinnen lassen unter Berücksichtigung der Beckenkonfiguration -wenn auch unter Vorbehalt- auf eine Sedimentzufuhr aus W schließen.

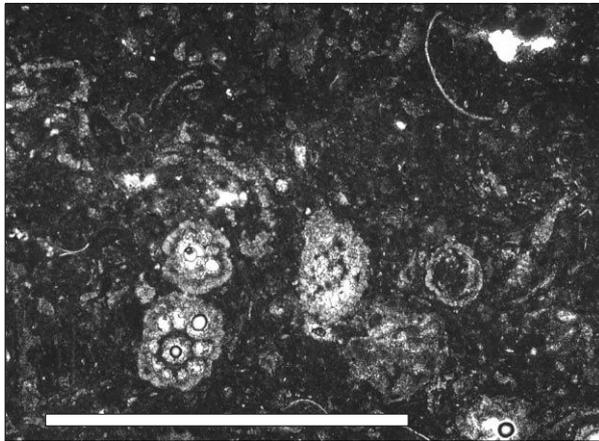


Abb. 73: - Wackestone mit Dasycladaceen und Ostrakodenschalen im basalen Teil der Nonihay-Schichten (Profil Piedras Gordas II, Abb.77). Sie belegen zusammen mit dem Auftreten bioklastischer Grainstones einen flach subtidalen bis intertidalen (ev. Lagunären) Ablagerungsraum. Balkenlänge 1mm, Nicols II

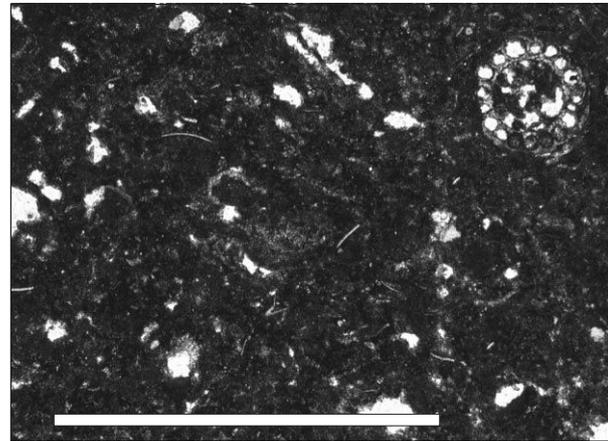
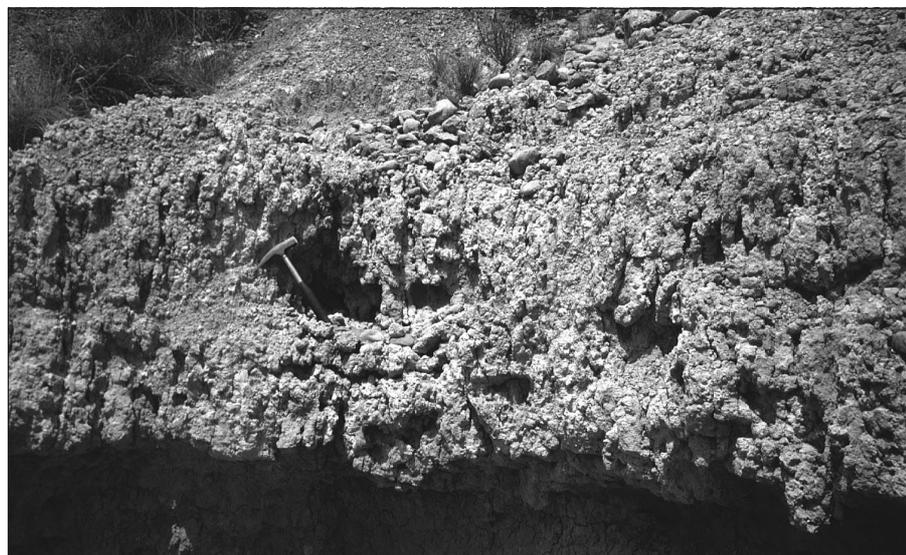


Abb. 74: - Wackestone mit Charophyceen am Top der Nonihay-Schichten (Profil Piedras Gordas II, Abb.77). Als Einschaltung in supratidale bis terrestrische Faziestypen kennzeichnet er einen limnisch-brackischen Ablagerungsraum. Balkenlänge 1mm, Nicols II

Abb. 75: - Knollig-längliche Kalkkonkretionen bilden, dicht gepackt, hell- bis weißgraue Horizonte und werden als Paläocaliche gedeutet (Profil Piedras Gordas II, Abb.77). Die Horizonte können bis zu 10m Mächtigkeit erreichen und weisen somit auf ausgeprägte Trockenperioden hin. Ihre Bildung erfolgte vermutlich zeitgleich mit den Evaporiten des Beckenzentrums.



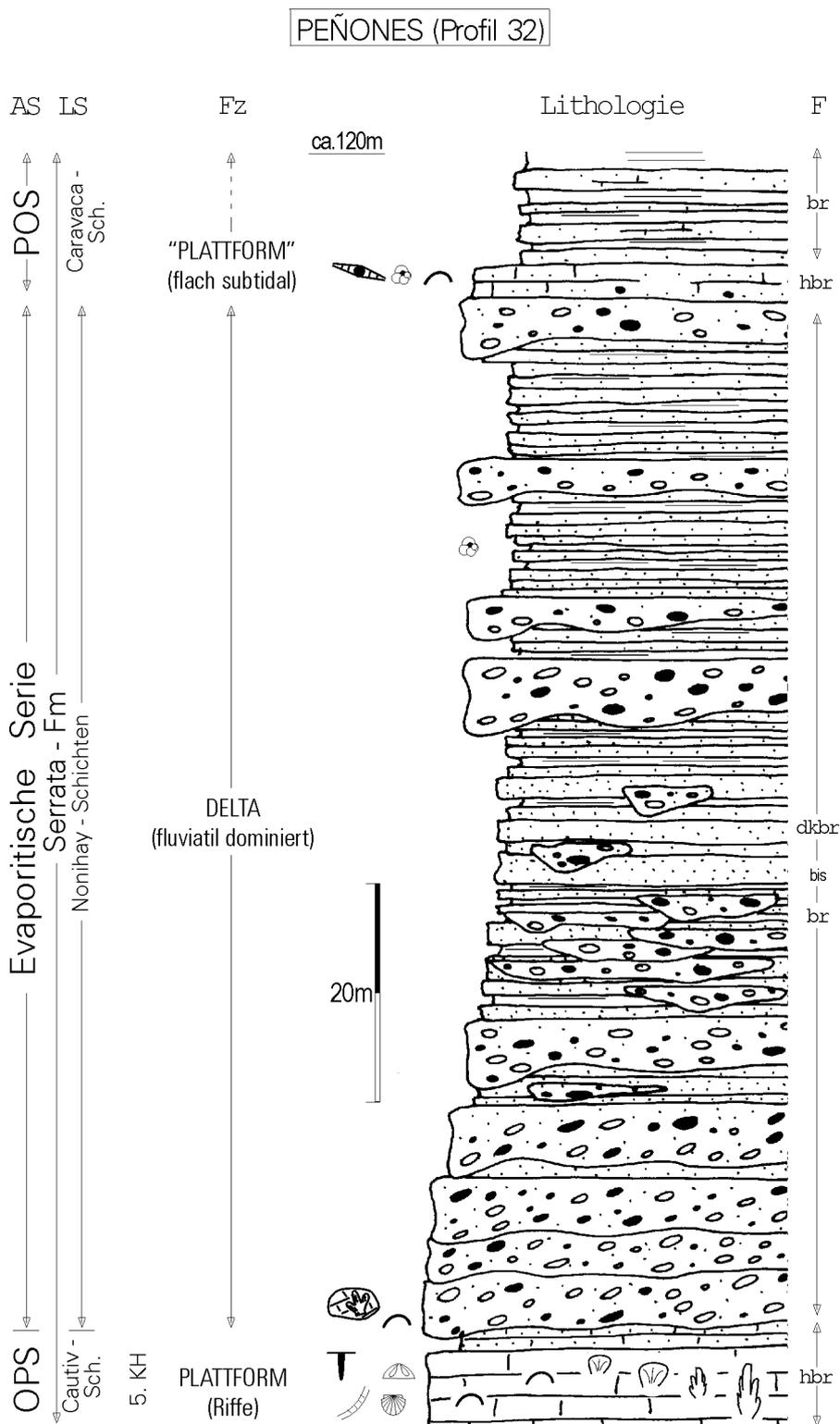


Abb. 76: - Stark schematisierte Profildarstellung der Nonihay-Schichten in der Rambla de los Peñones (SW-Lorca-Becken, Anlage 2).

Liegendes: 5. Kalksteinhorizont der Cautivos-Schichten, Hangendes: Kalksandsteine der Caravaca-Schichten.

Insbesondere im mittleren Profilabschnitt sind E-W gerichtete, konglomerat-gefüllte Rinnen häufig. Im höheren Teil weisen einige Sandsteinproben auffällig hohe Foraminiferenanteile auf und deuten auf marine Einflüsse hin. Die Abfolge kennzeichnet insgesamt ein fluviatil dominiertes Delta.

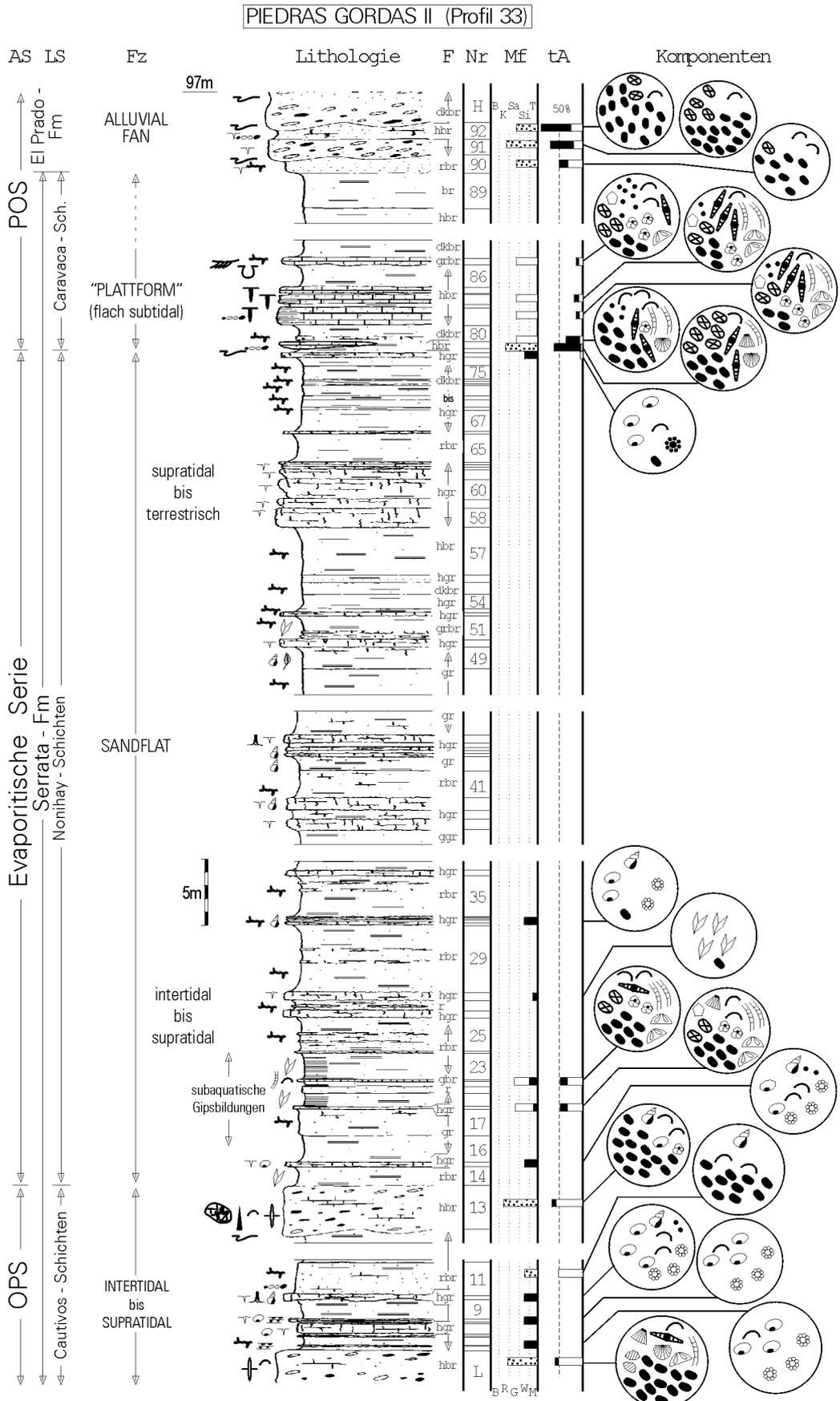


Abb.77: - Profildarstellung des Tops der Cautivos-Schichten, der Nonihay-Schichten und der Caravaca-Schichten sowie des basalen Teils der El Prado – Formation in der Rambla de Piedras Gordas (E-Lorca-Becken, Anlage 1). Liegendes: Profil Piedras Gordas I (Abb.67); Hangendes: Konglomerate der El Prado-Fm. Die „bunten“, feinklastischen Nonihay-Schichten werden als „sandflat“-Ablagerungen angesehen. Im basalen Teil der Nonihay-Schichten deuten eingeschaltete Grainstones auf kurze, marine Phasen hin. Der Wackestone mit Charophyceen läßt auf limnisch-brackische Verhältnisse schließen. Die Grainstones der Caravaca-Schichten belegen einen flach subtidalen Ablagerungsraum.

b. Gypsum-Member

[nach Geel 1976]

Alter: - Messinium (u.a. Montenat et al. 1990a, Guillén Mondéjar 1994, Dittert et al. 1994, Michalzik 1994)

Max. Mächtigkeit: - 40m (im Bereich der Alhama de Murcia-Scherzone bis zu 100m Mächtigkeiten infolge Verfallung, Abb.78)

Liegendes: - Kontakt zur **OPS** (Varied-Member) ev. konkordant.

Hangendes: - Kontakt zur **POS** (Laminated-pelite-Member) vermutlich konkordant.

Vorkommen: - Das Gypsum-Member erstreckt sich vom Bereich südlich Cambron (SW-Lorca-Becken, Anlage 2) in nordöstlicher Richtung entlang des Serrata-Höhenzuges (Abb.10) bis El Chopo (E-Lorca-Becken, Anlage 1). Weiterhin kommt die Einheit im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung vor (Abb.10).

Faziestypen: - Das Gypsum-Member besteht vornehmlich aus Gipsgesteinen. Geringmächtige, karbonatische oder siliziklastische Einschaltungen sind selten und treten im Bereich der Typlokalität nur im höheren Teil deutlicher und mächtiger in Erscheinung. In diesem Fall läßt sich die Evaporitfolge in zwei Abschnitte gliedern. Im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung kann die Schichtfolge in bis zu fünf Gipshorizonte differenziert werden (Schrader 1993, Wrobel 1993), wobei allerdings häufig nur weiße, pulverige Gipsresiduen aufgeschlossen sind.

Bei geologischen Untersuchungen im Lorca-Becken sind die messinzeitlichen Evaporitgesteine vor dem Hintergrund der „Messinischen Salinitätskrise“ (Hsü et al. 1973) von besonderem Interesse. Seit Geel (1976) wurde mehrfach über die Gipsgesteine publiziert (u.a. Rouchy 1982, Orti 1990, Garcia-Veigas et al. 1990, Orti et al. 1993). Eine zusammenfassende Darstellung zu Lithofazies, Mikrogefüge, diagenetischen Aspekten und Sedimentationszyklen liefert Michalzik (1994, 1996). Erst kürzlich erschienen Arbeiten zu sedimentären und diagenetischen Prozessen anlässlich des „15th international sedimentological Congress“ in Alicante (Taberner et al. 1998, Rouchy et al. 1998). Aufgrund des umfassenden Literaturangebotes beschränken sich eigene Profilaufnahmen auf den Verzahnungsbereich zu den Nonihay-Schichten im östlichen Teil des Lorca-Bekens. Die Faziestypen werden nachfolgend zusammenfassend dargestellt und interpretiert.

Ein wesentlicher Teil der Evaporitfolge wird von dünnbankigen Gipsareniten und Gipsruditen, die aus oftmals gerundeten Gipspartikeln bestehen, gestellt. Die Grundmasse besteht aus Mikrit oder feinkristallinem Gips. Allerdings ist das klastische Gefüge nicht selten durch Umkristallisation überprägt. Michalzik (1994) beschreibt gradierte Gipsarenite entlang des Serrata-Höhenzuges. Besonders im nördlichen Teil der Sierra de la Tercia können symmetrische Rippelmarken mit sich gabelnden Kämmen vorkommen (Abb.79). Dünne Gipsarenitlagen treten in den Aufschlußbereichen nördlich und südlich der Sierra de la Tercia oftmals in unregelmäßiger Wechsellagerung mit Gips-Kristallrasen und feinen Karbonatlaminae auf. In nahezu allen Aufschlußbereichen kommen hell-dunkel-laminierte Gipse vor, die ebenflächig, wellig oder synsedimentär verfaltet in Erscheinung treten. Als dünne, helle Zwischenlagen findet man weiche Mergel oder härtere Kalkmikrite.

Weißer Alabastergips ist in allen Gips-Faziestypen anzutreffen und meist in Form von kleineren Knollen oder Linsen eingeschaltet. Größere fächerförmige oder blumenkohlartige Gebilde können besonders im basalen Teil im Bereich der Typlokalität primäre Gipsbildungen verdrängen. Im Bereich des südwestlichen Serrata-Höhenzuges findet man vereinzelt Gipspseudomorphosen nach Halit (siehe auch Jurkschat 1995a, Taberner et al. 1998).

Deformationserscheinungen sind in allen Aufschlußbereichen anzutreffen. In unterschiedlichen Abschnitten vorhandene, synsedimentäre „Slumping“-Gefüge erfassen nur einzelne Horizonte. Taberner et al. (1998) beschreiben brekziierte Gipse, die nördlich der Sierra de la Tercia, insbesondere im höheren Teil mehrere mächtige Abschnitte ausmachen sollen und teilweise als Kollapsbrekzien interpretiert werden. Entlang des gesamten Serrata-Höhenzuges sind die basalen Gipsbänke auffällig verfalltet („convolute bedding“). Im Scherzonenbereich ist die gesamte Gipsfolge zusätzlich durch intensive Internfaltung und Brekzierung gekennzeichnet.

Im Profilbereich El Chopo (E-Lorca-Becken, Anlage 1, Abb.80) besteht das Gypsum-Member vorwiegend aus einer grauen, feinklastischen Tonmergelfolge, die durch eine feine Bänderung bzw. Lamination gekennzeichnet ist. Nur der basale Teil ist ungeschichtet. Neben geringmächtigen, selten gradierten Sandsteinbänken oder -lagen sind auch dünne härtere Mudstones und Wackestones eingeschaltet, die im Dünschliff nur wenig terrigenes Material und nur in Einzelfällen Foraminiferen aufweisen. Dünne Gipslagen finden sich vorwiegend in Form von Gipskristallrasen und feinen Gipsareniten. Im unteren Teil noch häufiger entwickelte, knollige Kalkkonkretionen treten im Bereich der Gipslagen nicht mehr in Erscheinung.

Interpretation

Bei den auftretenden Gips-Faziestypen lassen sich primäre und sekundäre Bildungen unterscheiden. Gipskristallrasen und laminierte Gipse deuten auf eine flach-subaquatische Bildung unter hypersalinen Bedingungen hin. Aufgrund der Schichtungsgefüge deutet Michalzik (1994) insbesondere die klastischen Gipsgesteine im Bereich des südwestlichen Teils des Serrata-Höhenzuges als Turbidite oder Debrite, die einen Hinweis auf etwas größere Wassertiefen geben können. Die im östlichen Teil des Serrata-Höhenzuges häufig auftretenden Rippelmarken werden als Wellenrippeln angesehen und lassen sehr geringe Wassertiefen vermuten.

Michalzik (1994) sieht eine diagenetische Bildung der besonders im basalen Teil häufigen Alabastergipse ebenso wie das auffällige „convolute“ Schichtungsgefüge im Zusammenhang mit einer möglichen Ablaugung von Steinsalz im Untergrund. Unterstützt wird diese Deutung durch das Auftreten von Gipspseudomorphosen nach Halit und von Kollapsbrekzien (Taberner et al. 1998). Die Kalkkonkretionen in Profil El Chopo (Abb.80) werden als Paläocaliche interpretiert und weisen auf längere, subaerische Phasen hin.

Die im Profilbereich El Chopo auftretenden Faziestypen lassen sich insgesamt einer evaporitischen „mudflat“ (Kendall 1992, Kendall & Harwood 1996) zuordnen. Unter Berücksichtigung der Nonihay-Schichten können, ausgehend vom östlichen Teil des Serrata-Höhenzuges bis Aledo (E-Lorca-Becken, Anlage 1), verschiedene Ablagerungsräume mit jeweils graduellen Übergängen (flach subaquatischer Ablagerungsraum mit Evaporitbildung > evaporitische „mudflat“ > „sandflat“ > „alluvial fan“) erkannt werden.



Abb. 78: - Schleppfalte in feingeschichtetem Gips im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung in der Rambla de Lebor. Nach Bousquet & Philip (1976) führt eine Kombination aus Kompression und horizontaler Komponente zur Bildung dieser Falten.

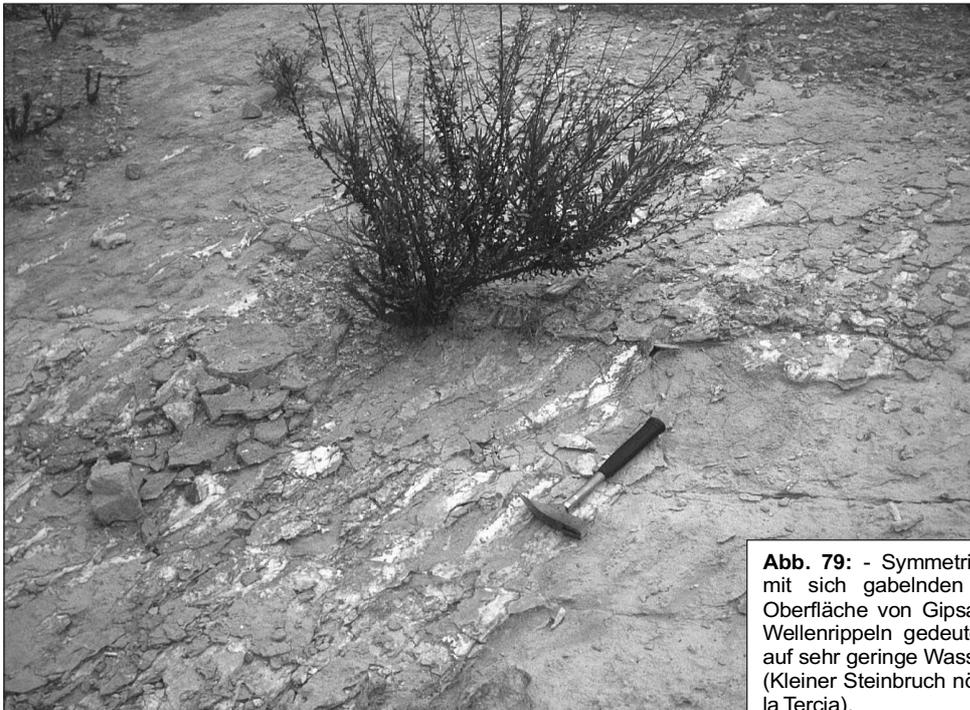


Abb. 79: - Symmetrische Rippelmarken mit sich gabelnden Kämmen auf der Oberfläche von Gipsareniten werden als Wellenrippeln gedeutet und als Hinweis auf sehr geringe Wassertiefen angesehen (Kleiner Steinbruch nördlich der Sierra de la Tercia).

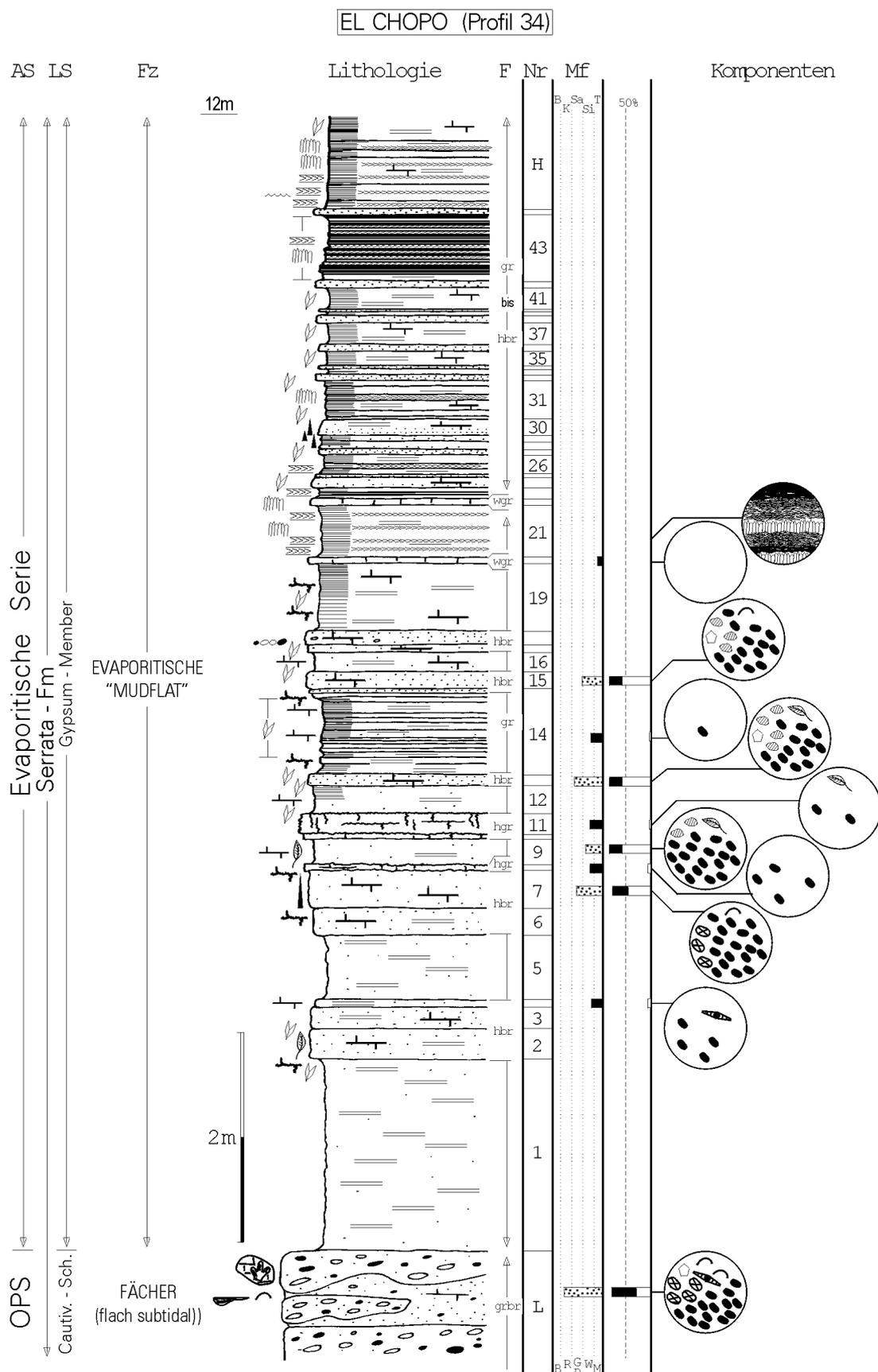


Abb.80: - Profildarstellung des Gypsum-Members etwa 500m nördlich Los Allosos (E-Lorca-Becken, Anlage 1).

Liegendes: Cautivos-Schichten; Hangendes: verschüttet.

Das Profil ist durch überwiegend feinklastische Faziestypen und dünne Gipslagen gekennzeichnet, die einer evaporitischen „mudflat“ zugeordnet werden. Der Bereich bildet die Übergangsfazies zwischen einem flach-subaquatischen Ablagerungsraum mit Evaporitbildung (im Bereich des Serrata-Höhenzuges) und fein- bis grobklastisch dominierten Ablagerungsräumen („sandflat“ u. „alluvial fan“) des E-Lorca-Beckens.

1.5. POSTEVAPORITISCHE SERIE (POS)

Alter: - Messinium bis unteres Pliozän (u.a. Dittert et al. 1994, Guillén Mondéjar 1994, Michalzik 1994, Steffahn 1995)

Max. Mächtigkeit: - 70m

Liegendes: - Kontakt zur **ES** v.a. in Randbereichen des Lorca-Beckens diskordant, im Beckenzentrum vermutlich konkordant.

Hangendes: - Flußterrassenablagerungen und Auesedimente des Quartär (ev. auch jüngstes Pliozän).

Tektonische Schichtdeformationen: - Schichtfolge im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung z.T. steil aufgestellt oder überkippt.

Formationen: - In der **POS** sind alle Schichtfolgen zusammengefaßt, die die messinzeitlichen Gipsablagerungen oder ihre Äquivalente randlicher Beckenbereiche überlagern und die mit einiger Sicherheit noch dem Neogen zugerechnet werden können (Flußterrassenablagerungen und Auesedimente, die ev. dem jüngsten Pliozän zugerechnet werden können, sind hiervon ausgenommen). Es handelt sich um den jüngsten Abschnitt der Serrata-Formation (Geel 1976, vgl. S.64) und um die El Prado-Formation.

1.5.1. SERRATA-FORMATION (POS)

[nach Geel 1976]

Alter: - Messinium (u.a. Dittert et al. 1994, Guillén Mondéjar 1994, Michalzik 1994, Steffahn 1995)

Max. Mächtigkeit: - 30m

Liegendes: - siehe **POS**

Hangendes: - Diskordanter Kontakt zur El Prado – Formation.

Schichtglieder: - Die Serrata-Formation (POS) wird in Caravaca-Schichten und Laminated-pelite-Member (Geel 1976) gegliedert.

a. Caravaca-Schichten

[nach der Rambla del Estrecho-Caravaca im nordwestlichen Teil des Lorca-Beckens, siehe Anlage 3]

Alter: - Messinium (u.a. Dittert et al. 1994, Guillén Mondéjar 1994, Michalzik 1994, Steffahn 1995)

Max. Mächtigkeit: - über 30m

Liegendes: - Diskordanter Kontakt zur **OPS** (Cautivos-Schichten) im nordwestlichen Teil des Lorca-Beckens und zur **ES** (Nonihay-Schichten) im südwestlichen und östlichen Teil des Lorca-Beckens.

Hangendes: - Diskordanter Kontakt zur El Prado – Formation.

Vorkommen: - Die Caravaca - Schichten sind in der Rambla del Estrecho-Caravaca und im Barranco del Ventorillo annähernd vollständig aufgeschlossen (NW-Lorca-Becken, Anlage 3). Nennenswerte Aufschlüsse befinden sich in der Rambla de los Peñones (SW-Lorca-Becken, Anlage 2) und in der Rambla de Piedras Gordas (E-Lorca-Becken, Anlage 1). Im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung sind sie Teil einer zergliederten Hügellandschaft westlich Totana (Abb.10).

Faziestypen: - Ein Großteil der Caravaca - Schichten besteht aus sandigen Kalkareniten, Kalksandsteinen und Sandsteinen. Als Einschaltung treten Konglomerate und ein Kalkoolith auf. Der Übersicht halber werden die Faziestypen nachfolgend zusammenfassend beschrieben und interpretiert.

Im nordwestlichen und östlichen Teil des Lorca-Beckens sind hellbraune, stark sandige Kalkarenite, Kalksandsteine oder Sandsteine häufig anzutreffen. Abgesehen von vereinzelt auftretenden, kleinen Austernschalen ist die gesamte Abfolge nahezu makrofossilfrei. Die Gesteine bilden meist einzelne, wenige dm mächtige Bänke. Nur im Bereich der Typlokalität (NW-Lorca-Becken, Anlage 3) ist eine mehrere m mächtige Bankfolge entwickelt (Profil Caravaca, Abb.85). Hier fallen besonders Bioturbation, „ball & pillow“-Strukturen und symmetrische Rippelmarken mit sich gabelnden Kämmen auf, die vorzugsweise NE-SW, z.T. aber auch E-W gerichtet sind (Abb.81). Nur selten ist Lamination oder -überwiegend in Sandsteinen-leicht bogige Schrägschichtung entwickelt. Im Profildbereich Piedras Gordas II (Abb.76) treten in einigen Kalkareniten Bohrlöcher auf.

Die Kalkarenite sind mikrofaziell als stark sandige, bioklastische Grainstones zu bezeichnen. Sie besitzen teilweise einen auffallend hohen Foraminiferen-Anteil (Abb.82). Darüber hinaus findet man neben Peloiden

auch Fragmente von Echinodermen, Balaniden, Bivalven und Rotalgen. Nur selten sind Bryozoen oder Gastropoden enthalten. Weitere Bestandteile sind betische Gesteinsbruchstücke, terrigener Quarz, Intraklasten, karbonatische Extraklasten und etwas Glaukonit. Die Grundmasse besteht aus Zement, z.T. ist auch Mikrit vorhanden.

Besonders an der Basis, teilweise aber auch im höheren Teil, findet man häufig komponentengestützte Konglomerate rinnenartig eingeschaltet. Sie bestehen aus meist gut gerundeten, betischen, subbetischen und neogenen Geröllen.

Ausschließlich in der Rambla del Estrecho-Caravaca (NW-Lorca-Becken, Anlage 3) tritt eine 10 bis 30 cm dicke, etwas mürbe, weißgraue Kalkoolith-Bank auf (oolithischer Grainstone, Abb.83 u. 84). Im Dünnschliff wurden ausschließlich Einfachooide gezählt, die bereichsweise kaum zementiert und oftmals herausgelöst sind (Abb.84). Terrigene Komponenten und Bioklasten sind nur mit geringen Anteilen vertreten.

Interpretation

Aufgrund des hohen biogenen Anteils (v.a. Foraminiferen) der Gesteine ist insgesamt ein mariner Ablagerungsraum anzunehmen. Die Rippelmarken werden als Wellenrippeln interpretiert und als Hinweis für sehr geringe Wassertiefen angesehen. „Ball & pillow“-Strukturen deuten auf zeitweise hohe Sedimentationsraten hin. Der Kalkoolith spricht für zeitweise CaCO_3 -übersättigtes Wasser, wobei die Ooid-Bildung vermutlich durch den Mangel an Organismen (evtl. erhöhte Salinität) begünstigt wurde. Oolithische Kalksteine sind aus anderen Neogen-Becken hinlänglich bekannt. Sie kennzeichnen postevaporitische, marine Schichtfolgen des Messinium („TCC = Terminal Carbonate Complex“, Esteban 1979).

Als Faziesraum ergibt sich ein flach subtidaler bis intertidaler Plattformbereich, der durch unmittelbare Küstennähe (hoher terrigener Anteil, Konglomerate) gekennzeichnet ist.

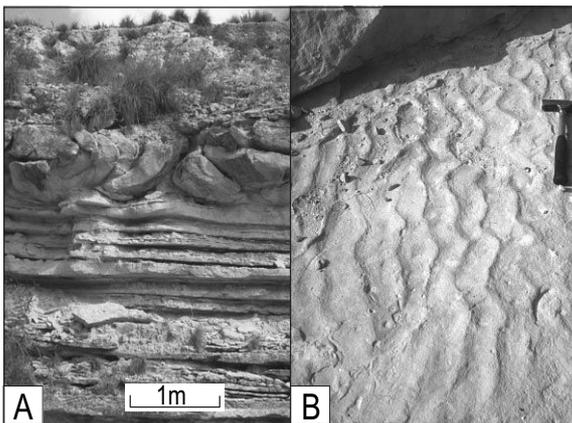


Abb. 81: - Gebankte Kalksandsteine und Kalkarenite der Caravaca-Schichten (A). „Ball & pillow“-Strukturen und Wellenrippeln (B) deuten auf zeitweise hohe Sedimentationsraten und sehr geringe Wassertiefen hin (NW-Lorca-Becken, Profil Caravaca, Abb.85).

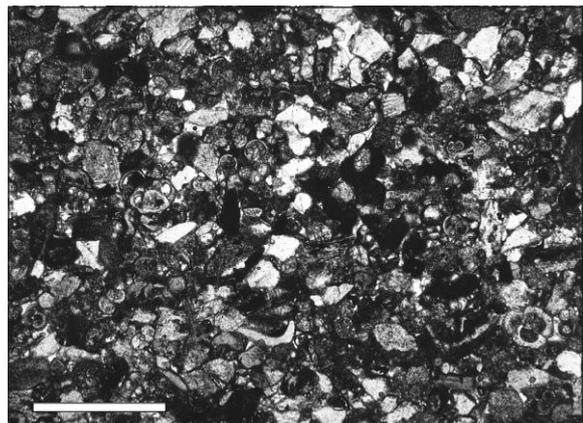


Abb. 82: - Sandiger bioklastischer Grainstone mit auffallend hohen Foraminiferen-Anteilen und viel terrigenem Detritus belegt einen marinen, küstennahen Ablagerungsraum (NW-Lorca-Becken, Profil Caravaca, Abb.85). Balkenlänge 1mm, Nicols II



Abb. 83: - Das Auftreten des Kalkooliths ist ausschließlich auf die Caravaca-Schichten (Äquivalent des „Terminal (Carbonate) Complex“ von Esteban 1979,1996) beschränkt. Er weist auf eine postevaporitische, messinzeitliche, marine Phase im Lorca-Becken hin (Profil Caravaca, Abb.85).

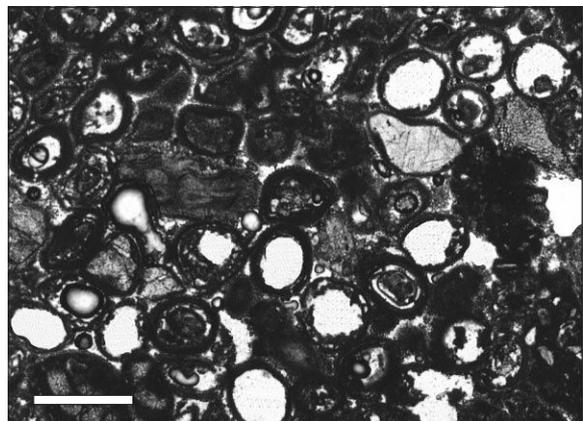


Abb. 84: - Oolithischer Grainstone mit kaum zementierten, oftmals herausgelösten Einfachooiden. Er spricht für zeitweise CaCO_3 -übersättigtes Wasser und einen flach subtidalen bis intertidalen Bildungsraum (Profil Caravaca, Abb.85). Balkenlänge 1mm, Nicols II

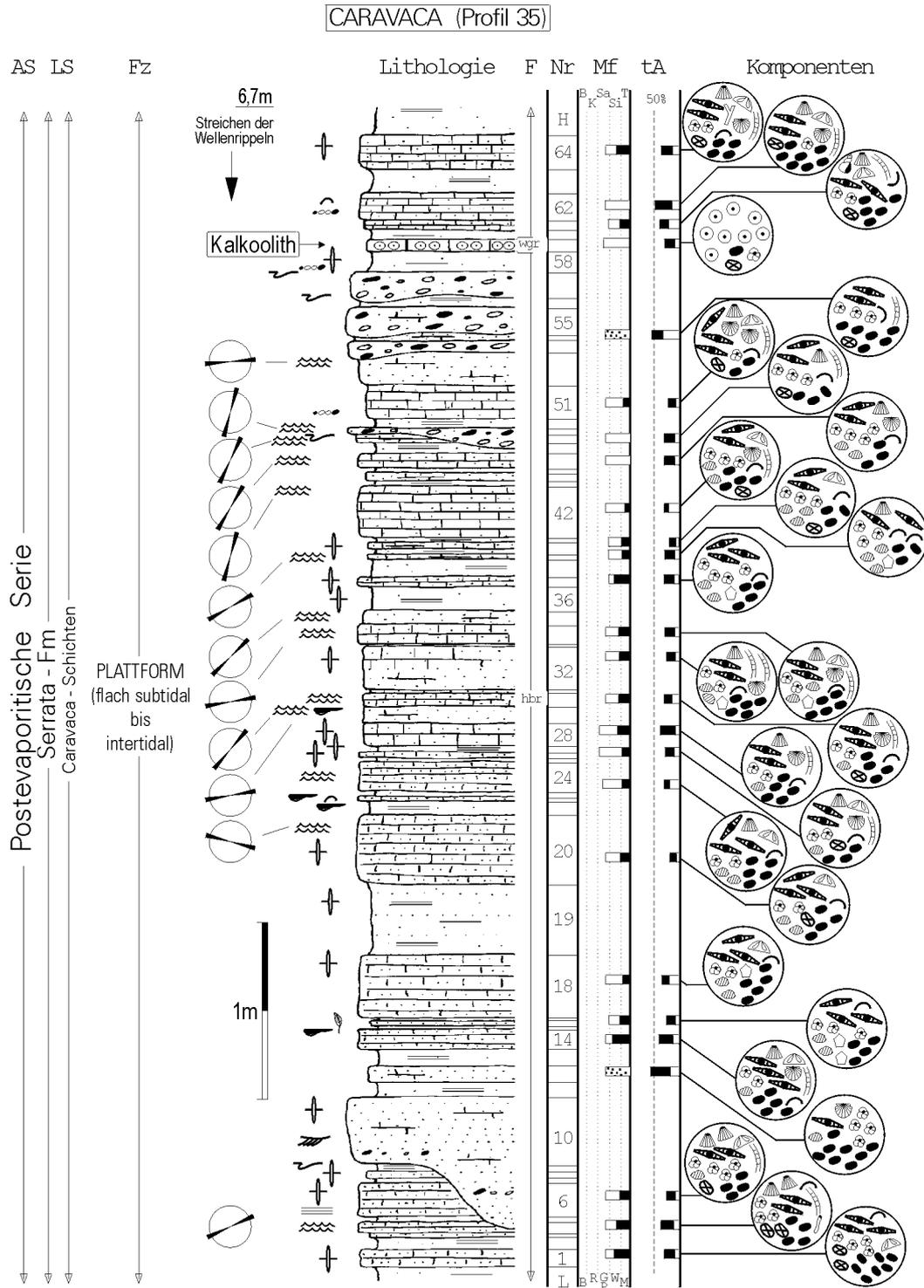


Abb.85: - Profildarstellung der Caravaca-Schichten in der Rambla del Estrecho-Caravaca (NW-Lorca-Becken, Anlage 3).

Liegendes: 4. Kalksteinhorizont der Cautivos-Schichten (Profil Estrecho, Abb.68); Hangendes: Kalksandsteine der Caravaca-Schichten und El Prado-Fm.

Die Abfolge kennzeichnet insgesamt einen flachmarinen Ablagerungsraum und weist auf eine postevaporitische marine Phase des Messinium im Lorca-Becken hin. Das Auftreten des Kalkooliths erlaubt eine Korrelation mit dem „Terminal (Carbonate) Complex“ (Esteban 1979, 1996, vgl. Abb.5).

b. Laminated-pelite-Member

[Geel 1976]

Alter: - Messinium (u.a. Dittert et al. 1994, Guillén Mondéjar 1994, Michalzik 1994, Steffahn 1995)

Max. Mächtigkeit: - 30m

Liegendes: - Kontakt zum Gypsum-Member (**ES**) vermutlich konkordant.

Hangendes: - El Prado – Formation (Kontakt meist nicht aufgeschlossen, vermutlich diskordant).

Vorkommen: - Basale Abschnitte der Einheit sind nördlich des Serrata-Höhenzuges in nur wenigen Abflüssen aufgeschlossen. Vollständig erschlossen ist das Laminated-pelite-Member im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens in einem kleinen Steinbruch westlich Cambrón (Anlage 2, Abb.86) und nördlich der Sierra de la Tercia (hier als Tajo-Schichten bezeichnet, Skowronek 1993).

Faziestypen: - Die Einheit besteht vorwiegend aus Mergeln und Mergelkalken. Als Einschaltungen treten Gips, Kalksandstein und Konglomerat auf. Die Faziestypen werden der Übersicht halber zusammenfassend beschrieben und interpretiert.

Die grauen Mergel und helleren Mergelkalke sind meist deutlich laminiert und grundsätzlich makrofossilfrei. Nur im basalen Teil der Einheit sind dünne Gipslagen (feinkörniger Gipsarenit) eingeschaltet. Im höheren Teil tauchen oftmals geringmächtige, mitunter schräggeschichtete Kalksandsteinbänke und Konglomeratlagen auf, so daß in diesen Fällen eine Abgrenzung zur El Prado-Formation erschwert ist. Nördlich der Sierra de la Tercia treten am Top einiger Kalksandsteine mehrere mm-dicke hellgraue Karbonatlagen auf. In einigen Kalksandsteinen beschreiben Michalzik (1994), Steffahn (1995), Metzger (1996) und Taberner et al. (1998) bis zu 10 cm große, bipyramidale Pseudomorphosen nach Halit. Den eigenen Beobachtungen zufolge handelt es sich vielmehr um Steinsalzkrystallmarken (Hauschke 1989), die hier als sandige Würfelreliefs mit getreppten Flächen entwickelt sind; Pseudomorphosen kennzeichnende Mineralumbildungen wurden nicht beobachtet.

V.a. im unteren Abschnitt der Schichtfolge ist ein hohes Aufkommen an planktonischen Foraminiferen zu verzeichnen. Sie werden hinsichtlich Ökologie und Biostratigraphie derzeit von J. Steffahn bearbeitet. Lediglich das Vorkommen im SW-Lorca-Becken (s.o.) scheint fossilfrei (freundl. mündl. Mittl. J. Steffahn). In diesem Aufschluß erwähnt Geel (1976) Trockenrisse.

Interpretation

Montenat et al. (1990a), Pérez Lorente et al. (1992), Guillén Mondéjar (1994) und Taberner et al. (1998) nehmen für die gesamte postevaporitische Schichtfolge fluviatile und terrestrische Bedingungen an. Allerdings muß aufgrund der Faunenbefunde (Foraminiferen) zumindest für die älteren Abschnitte des Laminated-pelite-Members ein mariner Bildungsraum angenommen werden. Erst im höheren Teil der Einheit auftretende Kalksandsteine können auf zunehmend fluviatile Bedingungen hinweisen. Die hellgrauen Karbonatlagen am Top einiger Kalksandsteinbänke erinnern stark an Caliche-Bildungen und könnten somit auf terrestrische Bedingungen hinweisen. Die Steinsalzkrystallmarken werden in erster Linie als indirekter Beleg für das Salzvorkommen im Untergrund angesehen. Darüber hinaus können sie zusammen mit den möglichen Caliche-Bildungen auch auf ein trocken-heißes Klima, verbunden mit Wechseln von Überflutungen und Trockenfallen (Trockenrisse) hinweisen (Hauschke 1989).

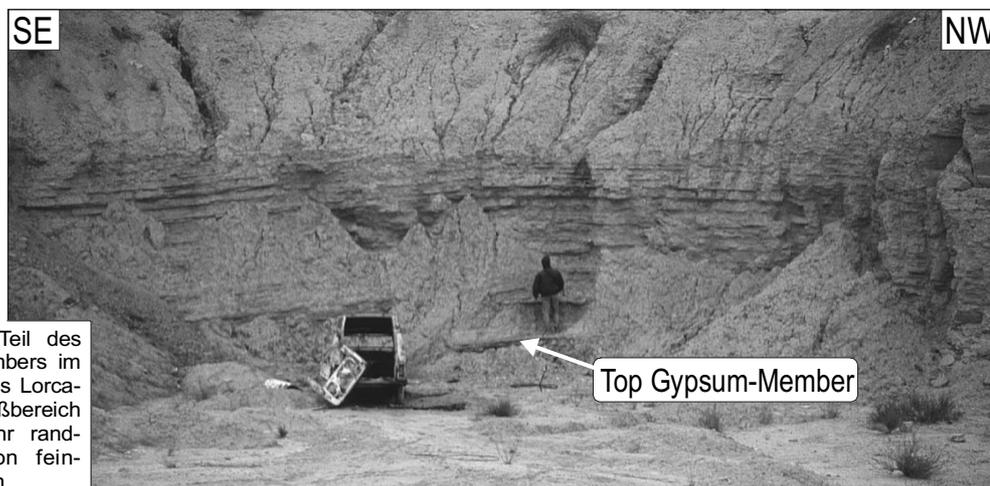


Abb.86: - Basaler Teil des Laminated-pelite-Members im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens. Im Aufschlußbereich dominieren trotz sehr randlicher Beckenposition feinklastische Faziestypen.

1.5.2. EL PRADO-FORMATION

[nach Skowronek 1993]

Alter: - ?Messinium bis Pliozän (u.a. Kampschuur et al. 1972, Geel 1976)

Max. Mächtigkeit: - 40m

Liegendes: - Diskordanter Kontakt zur Serrata-Fm (allerdings oftmals nicht aufgeschlossen).

Hangendes: - Flußterrassenablagerungen und Auesedimente des Quartär (ev. auch jüngstes Pliozän).

Die El Prado-Formation ist das jüngste Glied der neogenen Schichtfolge. Die Einheit überlagernde Flußterrassenablagerungen und Auesedimente sollen in der vorliegenden Arbeit nicht mehr beschrieben werden.

Die El Prado-Formation besteht aus einer überwiegend grobklastischen Schichtfolge, die weite Teile des zentralen Teils des Lorca-Beckens aufbaut. Das morphologisch und flächenmäßig markanteste Vorkommen liegt im Bereich La Pinosá (NW-Lorca-Becken, Anlage 2). Es handelt sich hauptsächlich um fossilfreie, polymikte, braune Konglomerate mit sandigen oder mergeligen Zwischenlagen. Auffälligste Merkmale sind grobe Horizontalschichtung bis Schrägschichtung, überwiegend komponentengestützte Gefüge und erosive Liegend-Kontakte. Im östlichen Teil des Lorca-Beckens können vereinzelt auch matrixgestützte Gefüge auftreten, die lokal lagenweise knollige Kalkkonkretionen (werden als Caliche-Bildungen angesehen) aufweisen. Die häufig gut gerundeten Gerölle können allen betischen und subbetischen Grundgebirgseinheiten sowie älteren Einheiten der neogenen Beckenfüllung zugeordnet werden.

Lithofazielle Merkmale und Gefügetypen der Gesteine sprechen für fluviatile Fächerablagerungen, die im östlichen Lorca-Becken auch in Schwemmfächerablagerungen übergehen können.

2. SEQUENZANALYSE UND TEKTONISCHE BEWEGUNGEN

Vor dem Hintergrund der aktuellen Kontroverse um Größenordnung, Korrelation und Steuerung obermiozäner Sedimentationszyklen (s.S.6) wird die Schichtfolge des Lorca-Beckens nachfolgend auf ihren zyklischen Aufbau hin untersucht (Sequenzanalyse). Die Ausgliederung von Sedimentationszyklen unterschiedlicher Größenordnungen erfolgt weitgehend nach sequenzstratigraphischen Modellvorstellungen (Abb.6 u. 8). Als Grundlage für die Sequenzanalyse dienen 4 Profilkorrelationen, die durch zusätzliche Beobachtungen an zahlreichen Geländepunkten ergänzt wurden (Abb.96 bis 99). Im Rahmen der Sequenzanalyse wurde versucht, anhand ausgewählter Beispiele Art, Abfolge und Ausmaß tektonischer Bewegungen zu berücksichtigen. Die Profilkorrelationen ergeben Schnitte durch verschiedene tektonisch mehr oder weniger stark beeinflusste Beckenbereiche und helfen Übergänge von der „Rand“- zur „Beckenfazies“ oder zumindest vertikale (zeitliche) Entwicklungen aufzuzeigen.

Im Bereich einzelner Profile sind meist nur **Parasequenzen** oder **Parasequenz-sets** ausgliederbar. Mit Hilfe der Profilkorrelationen können darüber hinaus auch übergeordnete **Stapelungsmuster (Progradation, Retrogradation)** erkannt werden, so daß auf dieser Grundlage **System Trakte** bestimmt und entsprechenden **Ablagerungssequenzen** zugeordnet werden können. Da eine präzise Abgrenzung einzelner **System Trakte** oftmals nicht möglich ist wird nachfolgend der Begriff „**Phase**“ verwendet (**transgressive Phase, Hochstandsphase, ...**). Innerhalb der Schichtfolge des Lorca-Beckens lassen sich insgesamt *5 Ablagerungssequenzen* ausgliedern.

1. Ablagerungssequenz

In den basalen Teilen der Beckenfüllung ist -wenn überhaupt- nur eine grobe Abschätzung der faziellen Beziehungen möglich. Trotz dieser Einschränkung können bei der Sequenzanalyse in den ältesten Abschnitten der Schichtfolge zumindest übergeordnete Faziestrends bzw. **Stapelungsmuster** erkannt werden.

Wie in wenigen Aufschlüssen in der Umrahmung des Betischen Gebirgskomplexes der Sierra de la Tercia oder im Profil Ortillo (Abb.16) belegt, lagern die nachweislich ältesten Sedimente des Lorca-Beckens (**UPS**, Soriana-Formation) mit diskordantem Kontakt auf verschiedenen Gesteinen des betischen und subbetischen Grundgebirges. Im Einflußbereich der großen Scherzonen (Nordbetische- und Alhama de Murcia-Verwerfung) handelt es sich um überwiegend randmarine, grobklastische Fächerschüttungen (Soriana-Schichten), in anderen, tektonisch weniger beeinflussten Bereichen sind es, flachmarin und küstennah gebildete Kalksteine (Ortillo-Schichten). Angesichts der marinen Sedimentationsbedingungen muß von einem ersten transgressiven Ereignis ausgegangen werden. Im Sinne der Sequenzstratigraphie entspricht dies der **transgressiven Phase (TST)** einer **Ablagerungssequenz (Sedimentationszyklus 3. Ordnung)**.

Die maximale Verbreitung offener Verhältnisse wird vor allem durch Mergelablagerungen dokumentiert. Diese treten im westlichen Teil des Lorca-Beckens vorzugsweise im mittleren Abschnitt der Ortillo-Schichten auf. Im östlichen Teil des Lorca-Beckens sind sie nur lokal innerhalb der Soriana-Schichten aufgeschlossen. Ohne den Umschlag von transgressiver zu regressiver Entwicklung exakt zu erkennen, können im höheren Teil der Ortillo-Schichten innerhalb einer Kalksandsteinfolge entwickelte „coarsening-“ und „thickening-upward“-Trends sowie zunehmende Konglomerat-Einschaltungen als progradierende Kalksandbarren oder Delta-Ablagerungen gedeutet und bereits der regressiven Entwicklung einer **Hochstandsphase (HST)** zugerechnet werden.

Im östlichen Lorca-Becken deuten oberhalb der Mergelfolge einsetzende grobklastische Schüttungen mit Einschaltungen karbonatklastischer Faziestypen auf eine ähnliche Entwicklung hin. Zusätzlich weisen einige Faziestypen im höchsten Teil der Soriana-Schichten auf eine Verflachung des Ablagerungsraumes und damit auf **Progradation** hin. Im Profil Mosquito (Abb.26) sind dies flach subtidal bis intertidal gebildete Packstones und Mudstones (z.T. mit Kalzitpseudomorphosen nach Gips) und im Bereich Corral de Soriana Fe-/Mn-Oolithe.

Besonders im nordwestlichen Teil des Lorca-Beckens sind **tektonische Bewegungen** durch die starke Zerblockung der gesamten Schichtfolge der Soriana-Formation dokumentiert. Da dieser Deformationsstil in der diskordant überlagernden Parilla-Formation nicht auftritt, wird eine zeitliche Zuordnung der tektonischen Bewegungen ermöglicht.

Für den östlichen und südwestlichen Teil des Lorca-Beckens wird eine ähnliche, wenn auch weniger intensive, tektonische Entwicklung durch eine Winkeldiskordanz angedeutet, die in einigen Bereichen der Sierra de la Tercia und im Profilbereich Cortijo de la Rambla zwischen Soriana-Schichten und Parilla-Kalkstein auftritt und eine Schichtlücke markiert (Abb.87 u. 88). Der Übergang von der Soriana-Formation zur Parilla-Formation wird somit sequenzstratigraphisch als **Sequenzgrenze (SB)** angesehen.

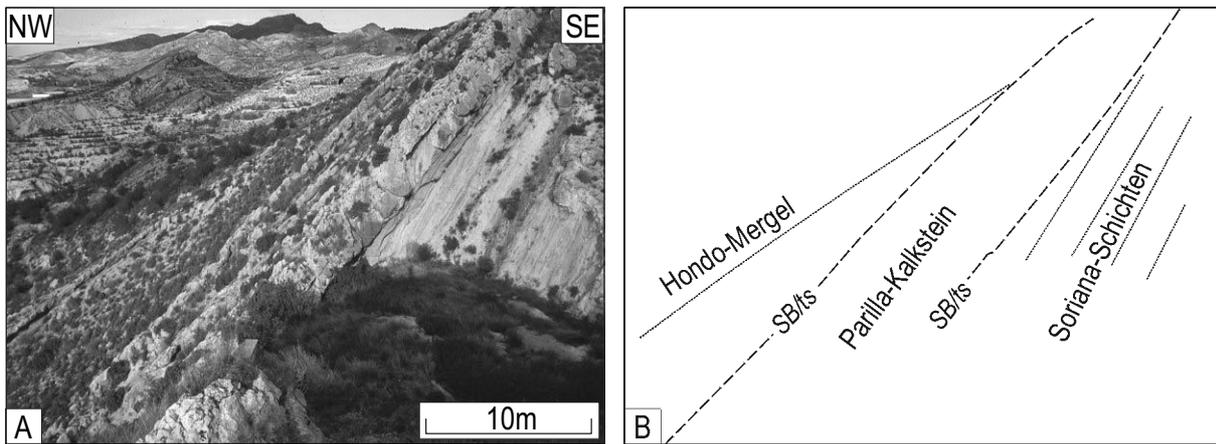


Abb.87: - Diskordante Übergänge zwischen Soriana-Schichten, Parilla-Kalkstein und Hondo-Mergel (A). Die Diskordanzflächen können sequenzstratigraphisch als Sequenzgrenzen interpretiert werden (B). Sie fallen aufgrund der randlichen Beckenposition jeweils mit einer Transgressionsfläche zusammen (Profilbereich Rambla del Mosquito, südwestlicher Teil der Sierra de la Tercia).

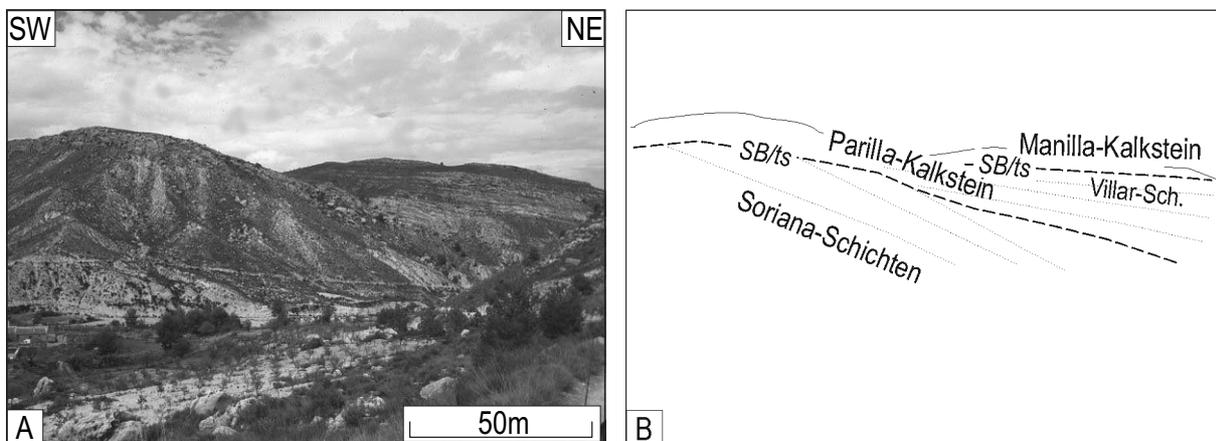


Abb.88: - Diskordante Übergänge zwischen Soriana-Schichten, Parilla-Kalkstein und Manilla-Kalkstein (A). Die Übergänge sind jeweils durch einen abrupten Fazieswechsel gekennzeichnet (vgl. Abb.98) und werden sequenzstratigraphisch als Sequenzgrenzen interpretiert (B, Profilbereich Cortijo de la Rambla, südwestlicher Teil des Lorca-Beckens).

2. Ablagerungssequenz

Der Parilla-Kalkstein greift sowohl auf Ablagerungen der Soriana-Formation als auch auf Gesteine des Betikum (unterhalb Aledo, E-Lorca-Becken) und Subbetikum (nordöstlich El Romeral, NW-Lorca-Becken) über. Mit diesem „onlapping“ wird der Beginn einer **transgressiven Phase (TST)** angezeigt, die den Modellvorstellungen entsprechend einer **2.Ablagerungssequenz** zugeordnet wird.

Im Zuge der transgressiven Entwicklung kommt es in vielen Beckenteilen erstmals zu ausgedehnten Korallenriffbildungen. Insbesondere im Bereich dieser Riffbildungen lässt sich der Parilla-Kalkstein in bis zu drei **Parasequenzen** gliedern. Sie können allerdings nur in Teilbereichen korreliert werden.

In vielen Beckenteilen wird das zunächst sehr rasche Korallenwachstum schnell durch einsetzende Fächerschüttungen beendet. Die Riffentwicklung verläuft meist kontinuierlich von kleineren „patch reefs“ bis hin zu geringmächtigen Riffhorizonten. Nur in äußerst randlichen Beckenpositionen, im Bereich sehr hohen terrigenen Eintrags, geht die Entwicklung nicht über die Bildung von „patch reefs“ hinaus (Profil Aledo I, Abb.39). Im Profilbereich Empuñadura (Abb.24) sind die Oberflächen geringmächtiger Riffhorizonte durch intensive Bioerosion und mechanische Aufarbeitung gekennzeichnet und deuten damit möglicherweise kurzzeitige Auftauchereignisse an. Der mehrfachen Wiederholung dieser Ereignisse entsprechend können die Riffe als „catch up reefs“ angesehen und somit der **transgressiven Phase (TST)** aber auch der **frühen Hochstandsphase (HST)** zugerechnet werden (Jones & Desrochers 1992, James & Bourque 1992). Im oberen Teil des Parilla-Kalksteins gibt es innerhalb der Riffkörper keine Hinweise auf Unterbrechungen des Korallenwachstums. Die Riffbildungen halten offensichtlich mit dem ansteigenden Meeresspiegel Schritt und zeigen somit typische Merkmale von „keep up reefs“, die der **transgressiven Phase (TST)** zugerechnet werden können (Jones & Desrochers 1992, James & Bourque 1992).

Außerhalb der Riffbildungen können nur lokal **Parasequenzen**, die als „coarsenig upward“-Zyklen entwickelt sind, ausgliedert werden (Profil Cortijo de la Rambla, Abb.26).

Im südwestlichen Teil der Sierra de la Tercia und im nordwestlichen Teil des Lorca-Beckens wird die gesamte **2. Ablagerungssequenz** ausschließlich durch einen oftmals nur wenige m mächtigen Parilla-Kalkstein repräsentiert. Innerhalb der besonders geringmächtigen Bereiche sind untergeordnete Faziestrends nicht erkennbar. Hier wird lediglich ein transgressives Ereignis angezeigt. Aufgrund ihrer Position innerhalb der 2. Ablagerungssequenz könnte die seeigel- oder molluskenreiche Lage am Top bzw. in Topnähe des Parilla-Kalksteins als Kondensationshorizont einer **maximalen Überflutung (mfs)** interpretiert werden (siehe auch Michalzik 1994).

Die maximale Verbreitung offenmariner Ablagerungsbedingungen wird dagegen im südwestlichen und östlichen Teil des Lorca-Beckens durch den Jarales-Mergel dokumentiert, eine **Fläche maximaler Überflutung (mfs)** innerhalb des Mergels ist jedoch nicht exakt faßbar.

Oberhalb des Jarales-Mergels kennzeichnen die Villar-Schichten einen deutlich regressiven Trend, der einer **späten Hochstandsphase (HST)** entspricht (Abb.97). Dies wird vor allem durch ein beckenwärtiges Vorbauen klastischer Fächerdeltas angezeigt. Besonders eindrucksvoll ist diese **Progradation** im östlichen Teil des Lorca-Beckens in der Rambla Lebor aufgeschlossen. Hier können zusätzlich **Parasequenzen** ausgliedert werden, die durch einen gleichförmigen Wechsel dünner, karbonatischer Schichten und mächtiger, deltatypischer Vorschüttungen (foreset beds) gekennzeichnet sind (Abb.27 u. 89).

Ein ähnliches Bild zeigt sich im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens; auch hier sind **Parasequenzen** ausgliederbar, die allerdings weniger gleichförmig als Riff-Konglomerat-Zyklen entwickelt sind (Abb.98). Eine Korrelation einzelner **Parasequenzen** zwischen den Beckenteilen ist nicht möglich.

Im nordwestlichen Teil des Lorca-Beckens folgen oberhalb des Parilla-Kalksteins flach subaquatische, möglicherweise terrestrische Fächerablagerungen der Tiemblos-Schichten. Sie **progradieren** in Richtung auf das Beckenzentrum und weisen somit insgesamt auf einen regressiven Trend hin. Die Tiemblos-Schichten können demnach ebenfalls einer **späten Hochstandsphase (HST)** zugeordnet werden.

Im südwestlichen Teil der Sierra de la Tercia fällt eine markante Winkeldiskordanz zwischen Parilla-Kalkstein (**UPS**) und Hondo-Mergel (**MPS**) auf. Sie markiert eine Schichtlücke und belegt **tektonische Bewegungen** noch vor Ablagerung des Hondo-Mergels (Abb.87). Ähnliche Angaben macht auch Hartmann (1995) für den südwestlichen Teil des Lorca-Beckens. In vielen Bereichen der Sierra de la Tercia zeichnet der Übergang **UPS – MPS** zusätzlich ein ausgeprägtes Paläorelief nach (Abb.88, 97); begleitend treten lokal sogar Verkarstungserscheinungen im Parilla-Kalkstein auf, die allerdings nur unter Vorbehalt zur Interpretation herangezogen werden können (Abb.21).

Sequenzstratigraphisch kann der Übergang **UPS – MPS** als **Sequenzgrenze (SB)** interpretiert werden.

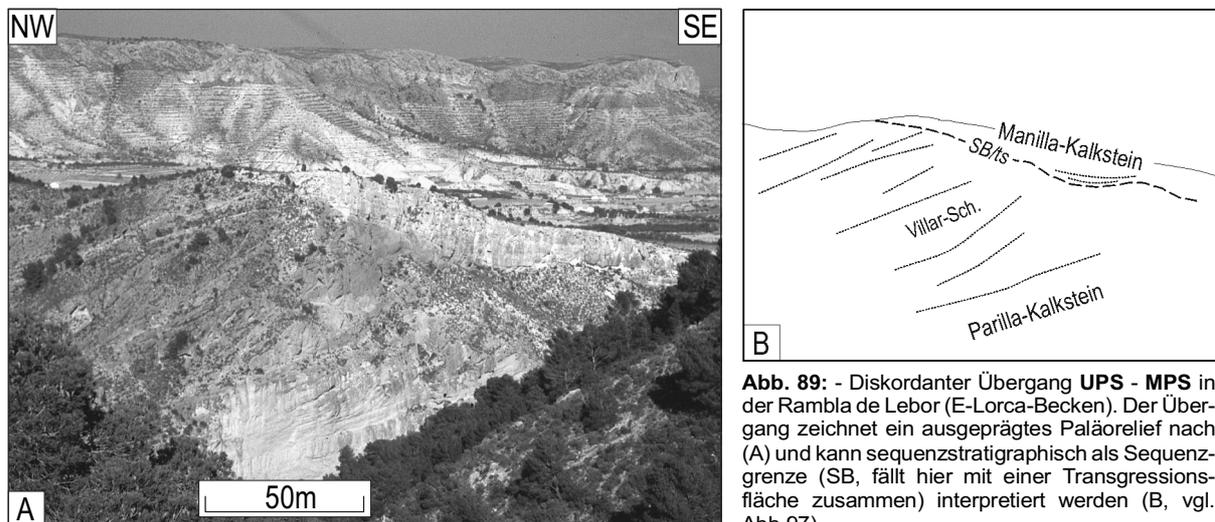


Abb. 89: - Diskordanter Übergang **UPS - MPS** in der Rambla de Lebor (E-Lorca-Becken). Der Übergang zeichnet ein ausgeprägtes Paläorelief nach (A) und kann sequenzstratigraphisch als Sequenzgrenze (SB, fällt hier mit einer Transgressionsfläche zusammen) interpretiert werden (B, vgl. Abb.97).

3. Ablagerungssequenz

Der Manilla-Kalkstein greift sowohl auf ältere Einheiten der neogenen Beckenfüllung als auch auf Betikum und Subbetikum über (**onlap**). Besonders eindrucksvolle diskordante Auflager sind sowohl im Bereich Monte del Villar (Abb.89) als auch unterhalb des Höhenpunktes der Manilla (964m, Abb.10) aufgeschlossen, wo der Kalkstein erosiv direkt auf dunklen, betischen Dolomiten liegt (Abb.31). Im östlichen Teil des Lorca-Beckens lagert auch Hondo-Mergel mit basalem Sandstein direkt auf Konglomerat der Villar-Schichten (Profil Sierrecica I, Abb.47). Mit dem **onlap** wird ein transgressives Ereignis angezeigt, das -gemäß Modellvorstellung- die **transgressive Phase (TST)** einer **3.Ablagerungssequenz** einleitet.

Lithofaziell ist der Übergang von der **UPS – MPS** in vielen Beckenteilen durch einen deutlichen Wechsel gekennzeichnet, der von überwiegend grob- bis feinklastischen Fächer-Ablagerungen (Villar-Schichten, Tiemblos-Schichten) zu flachmarinen karbonatischen Ablagerungen führt (Manilla-Kalkstein). Nur in unmittelbarer Nähe zur Alhama de Murcia-Verwerfung ist kein deutlicher lithofazieller Wechsel erkennbar. Der ungefähre Verlauf der **Sequenzgrenze (SB)** kann hier aber mit Hilfe der Detailkartierungen noch hinreichend genau erfaßt werden (siehe Anlage 1 u. Abb.97).

Innerhalb dieser **3.Ablagerungssequenz** gibt es zwischen östlichem und westlichem Teil des Lorca-Beckens deutliche Unterschiede.

E-Lorca-Becken

Innerhalb des Manilla-Kalksteins zeigt sich der transgressive Trend v.a. durch küstenwärtiges Riffwachstum (**Retrogradation**, Abb.97). Innerhalb der Korallenriffbildungen können zwei, meist durch Konglomerat getrennte Riff-**Parasequenzen** ausgegliedert werden. Am Top der oberen **Parasequenz** tritt ein im gesamten östlichen Teil des Lorca-Beckens vorhandener Operculinenkalkstein auf. Da der Operculinenkalkstein analog zu älteren Abschnitten (Parilla-Kalkstein, südwestliches Lorca-Becken) offenbar vorzugsweise im Vorriffbereich entwickelt ist, kann angenommen werden, daß die obere **Parasequenz** insgesamt eine Vertiefungsabfolge darstellt (Vorriff über Riff = Vertiefung). Innerhalb der Schichtfolge des Lorca-Beckens sind alle anderen karbonatischen Sedimentationszyklen (Parasequenzen) eher als Verflachungs-Abfolgen („shallowing upward sequence“; James 1984) entwickelt.

Der Profillbereich Sierrecica I (Abb.47) repräsentiert generell einen Ablagerungsraum größerer Wassertiefe. Dementsprechend wird hier der untere Abschnitt der Hondo-Formation überwiegend von Mergeln (Hondo-Mergel) gebildet, wobei lediglich das Auftreten großer Kalkkonkretionen auffällt (Abb.44 u. 45). Speziell dieser Abschnitt des Hondo-Mergels, der insgesamt als **Parasequenz-set** interpretiert wird, kann mit Hilfe von Leithorizonten (hier: Cimbra-Bänke) mit dem Manilla-Kalkstein korreliert werden (Abb.97).

In unmittelbarer Nähe der Alhama de Murcia-Verwerfung besteht der Manilla-Kalkstein aus mehrfach durch Konglomerate unterbrochenen, karbonatklastischen Fächerablagerungen (z.T. Kalkturbidite, Debrite). Aufgrund der sehr heterogenen Ausbildung läßt sich der Manilla-Kalkstein in diesem Bereich nur als **Parasequenz-set** zusammenfassen. Ein transgressives Ereignis kann hier lediglich aus dem hohen Anteil karbonatklastischer Faziestypen (z.T. grobe Korallenblöcke) geschlossen werden.

Der Übergang Manilla-Kalkstein - Hondo-Mergel ist durch deutliche lithofazielle Wechsel gekennzeichnet. Sehr häufig werden flachmarine Riffbildungen von Beckenablagerungen (Mergel) überlagert, und auch nahe der Alhama de Murcia-Verwerfung findet ein abrupter Wechsel von „fan delta“-Ablagerungen zu Becken-Mergeln statt (Abb.90). Sequenzstratigraphisch kann der Übergang Manilla-Kalkstein - Hondo-Mergel aber nur als **marine Flutungsfläche** interpretiert werden. Der deutliche lithofazielle Wechsel läßt sich möglicherweise aus starker Subsidenz im östlichen Teil des Lorca-Beckens ableiten.

Unterhalb der Ortschaft Aledo belegen **synsedimentäre Abschiebungen** im Manilla-Kalkstein dehnungstektonische Bewegungen (Abb.91). In der Nähe der Alhama de Murcia-Verwerfung weisen Strömungsmuster von Fächerablagerungen in Richtung auf den Verwerfungsbereich (Abb.30). Speziell in diesem Bereich weist der Hondo-Mergel enorme Mächtigkeiten, ein auf den Verwerfungsbereich gerichtetes Schicht-einfallen und ein damit verbundenes „Auffächern der Schichten“ auf (Abb.97). Dieses Phänomen der asymmetrischen Beckenfüllung ist typisch für „pull apart“-Becken (Reading 1982) und kann insgesamt auf starke Subsidenz zurückgeführt werden.

Die maximale Verbreitung offenmariner Verhältnisse wird durch den Hondo-Mergel dokumentiert. Eine **Fläche maximaler Überflutung (mfs)** ist zwar nicht exakt faßbar, dürfte aber noch einige m oberhalb der Cimbra-Bänke liegen (s.o.).

Die Faziestypen der Aledo-Schichten kennzeichnen insgesamt einen deutlich regressiven Trend. Er führt mit beckenwärts gerichteter Entwicklung von hemipelagischen Mergeln über subtidale Plattformkarbonate (Kalksiltite) und flachmarine Riffbildungen bis zu flach subtidalen bis intertidalen Ablagerungen (mit Stromatolithen). Dieser deutliche Verflachtungstrend („shallowing upward“) wird besonders durch das „**downlapping**“ von Riffen zwischen Aledo und Patalache hervorgehoben (Abb.92).

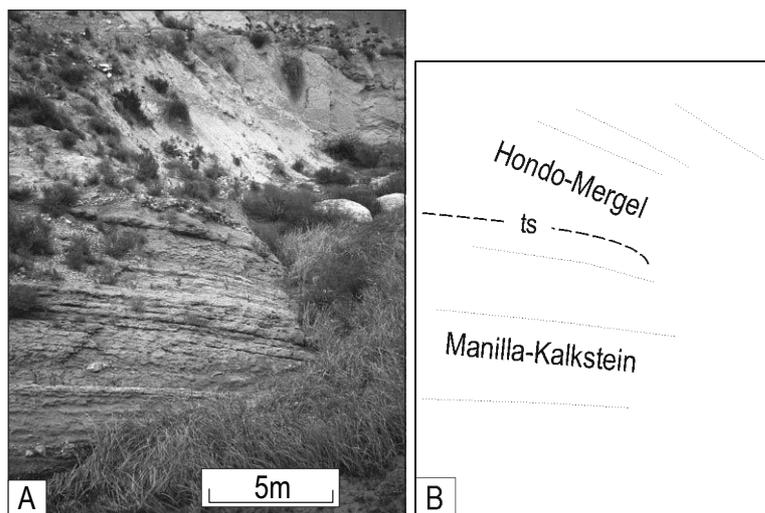


Abb. 90: - Ein deutlicher lithofazieller Wechsel innerhalb der **MPS** ist durch den Übergang grobklastischer Fächer-Ablagerungen (Manilla-Kalkstein) zu Beckenablagerungen (Hondo-Mergel) gekennzeichnet (A). Der Übergang wird sequenzstratigraphisch als marine Flutungsfläche (ts) angesehen (B). Der sehr deutliche lithofazielle Wechsel lässt starke Subsidenz in der Nähe der Alhama de Murcia-Verwerfung vermuten (Profilbereich Dique 12, E-Lorca-Becken).

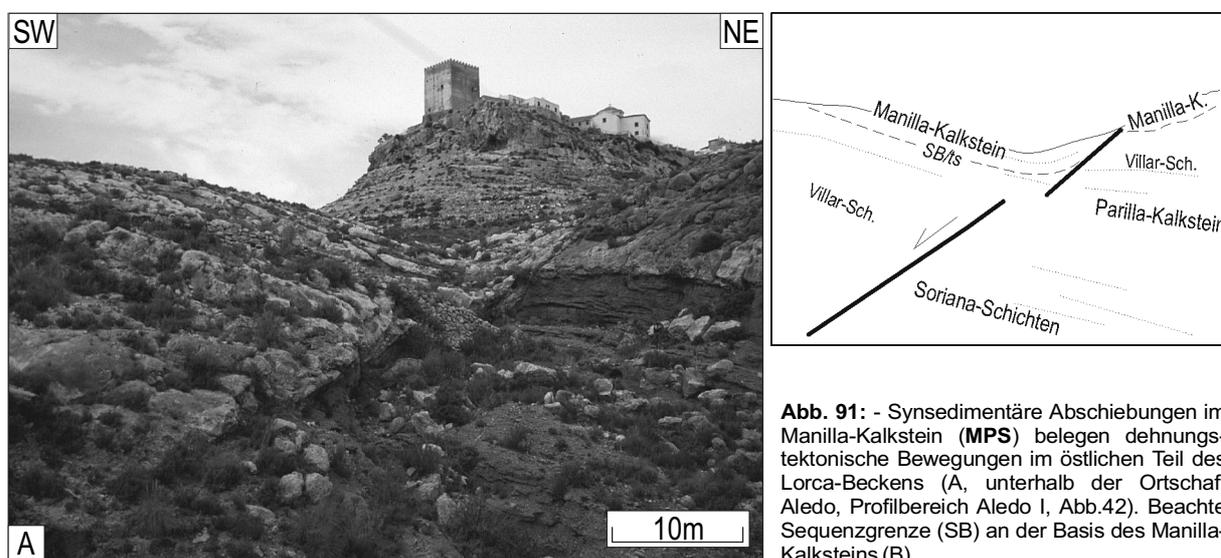


Abb. 91: - Synsedimentäre Abschiebungen im Manilla-Kalkstein (**MPS**) belegen dehnungstektonische Bewegungen im östlichen Teil des Lorca-Beckens (A, unterhalb der Ortschaft Aledo, Profilbereich Aledo I, Abb.42). Beachte Sequenzgrenze (SB) an der Basis des Manilla-Kalksteins (B).

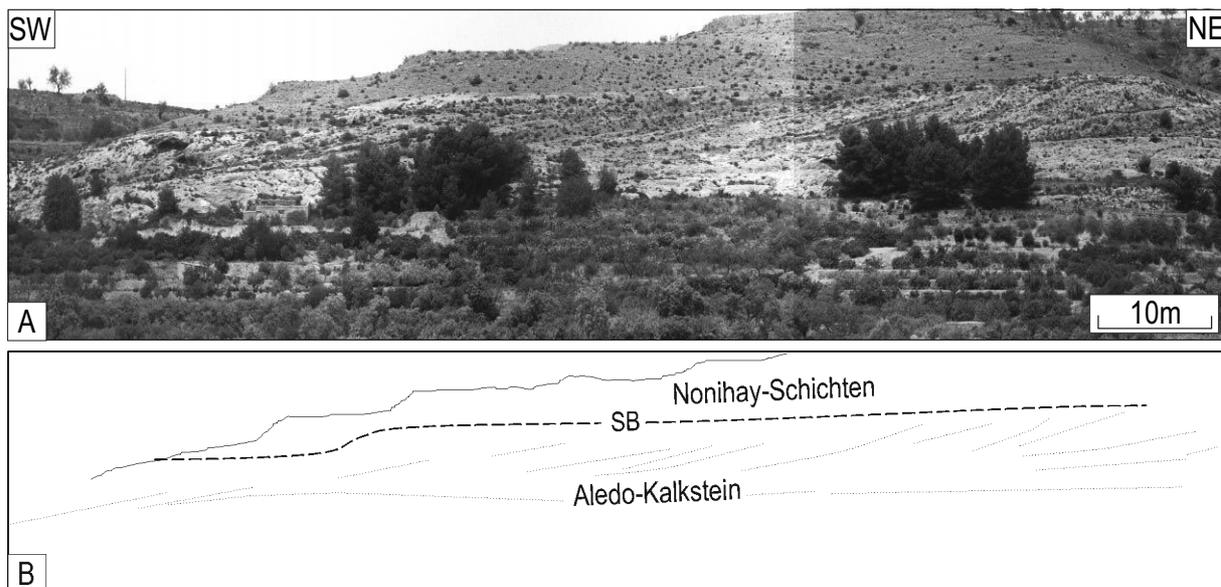


Abb. 92: - Beckenwärtiges Korallenriffwachstum ("downlapping", Progradation) kennzeichnet den oberen Teil des Aledo-Kalksteins (**MPS**). Diskordant überlagernde, grobklastische Fächerablagerungen ("alluvial fan", Nonihay-Schichten, **ES**) schneiden lokal tief in ihr Unterlager ein. Der Übergang **MPS** - **ES** wird als Sequenzgrenze (SB) interpretiert (B, westlich von Aledo, E-Lorca-Becken).

Im Profilbereich Alto de los Secaños (Abb.59) deuten abrupt einsetzende, grobklastische Fächerschüttungen mit eingeschalteten Riffen (Aledo-Schichten) zunächst ebenfalls auf eine schnelle Verflachung des Ablagerungsraumes hin. Im höheren Teil setzt sich allerdings die Riffazies durch, die allein aufgrund ihrer enormen Mächtigkeit (mehrere 10er m) als „keep up reefs“ (James & Bourque 1992) interpretierbar sind. Damit weisen die entlang der Alhama de Murcia-Verwerfung wachsenden Korallenriffe auf eine dem allgemeinen Verflachungstrend gegenläufige Vertiefung des Ablagerungsraumes hin (Abb.97). Auch dieses Phänomen läßt sich mit starker Subsidenz im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung erklären (s.o.). Sequenzstratigraphisch sind die Aledo-Schichten insgesamt der **späten Hochstandsphase (HST)** zuzuordnen.

W-Lorca-Becken

Im westlichen Teil des Lorca-Beckens ist die **transgressive Phase (TST)** der **3.Ablagerungssequenz** ebenfalls durch den Manilla-Kalkstein dokumentiert. Er kann im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens häufig in zwei Riff-**Parasequenzen** unterteilt werden; lediglich im Profilbereich Empuñadura (Abb.24) ist nur ein einziger **Parasequenz-set** ausgliederbar.

Im nordwestlichen Teil des Lorca-Beckens tritt die Riffazies lokal gegenüber fein- und grobklastischen Ablagerungen zurück (Profil Romeral, Abb.23), so daß hier **Parasequenzen** nur sehr undeutlich entwickelt sind.

Eine dem Hondo-Mergel vergleichbare Lithofazies ist im westlichen Lorca-Becken nicht vorhanden. Als Äquivalent der Aledo-Schichten deuten beckenwärts verbauende, grobklastische Fächer (Rufetes-Schichten) einen regressiven Trend an und werden der **späten Hochstandsphase (HST)** zugeordnet. Der höchste Abschnitt der Rufetes-Schichten weist insbesondere bei Los Cautivos sogar Merkmale terrestrisch-fluviatiler Bildungsbedingungen („red beds“) auf, so daß dieser Abschnitt möglicherweise bereits der **Tiefstandsphase (LST)** einer **4.Ablagerungssequenz** zugerechnet werden kann (Abb.98).

Dieser Darstellung zufolge liegt die **Fläche maximaler Überflutung (mfs)** im westlichen Teil des Lorca-Beckens ganz offensichtlich noch innerhalb des Manilla-Kalksteins (im östlichen Teil des Lorca-Beckens innerhalb des Hondo-Mergels). Sequenzstratigraphisch kann damit der Manilla-Kalkstein aus dem westlichen Teil des Lorca-Beckens mit dem mittleren Abschnitt des Hondo-Mergels korreliert werden.

Westlich Los Cautivos fällt eine markante Winkeldiskordanz zwischen Rufetes-Schichten (**MPS**) und Cautivos-Schichten (**OPS**) auf. Sie markiert eine Schichtlücke und belegt **tektonische Bewegungen** noch vor Ablagerung der Cautivos-Schichten (Abb.93). Unter Berücksichtigung der nachfolgend beschriebenen Faziesentwicklung kann der Übergang **MPS – OPS** sequenzstratigraphisch als **Sequenzgrenze (SB)** interpretiert werden.

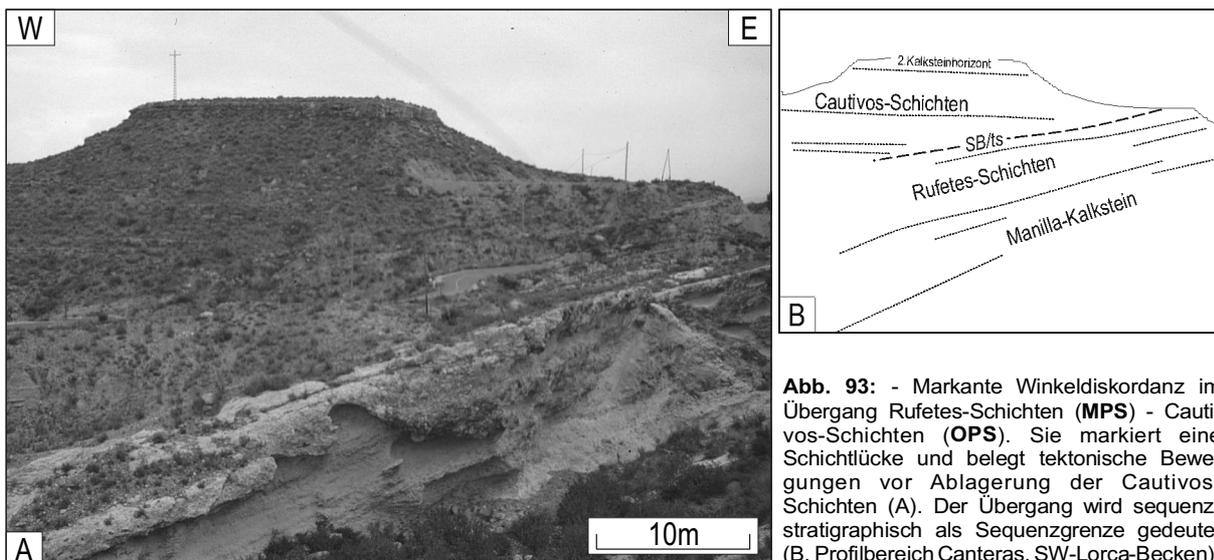


Abb. 93: - Markante Winkeldiskordanz im Übergang Rufetes-Schichten (**MPS**) - Cautivos-Schichten (**OPS**). Sie markiert eine Schichtlücke und belegt tektonische Bewegungen vor Ablagerung der Cautivos-Schichten (A). Der Übergang wird sequenzstratigraphisch als Sequenzgrenze gedeutet (B, Profilbereich Canteras, SW-Lorca-Becken).

4. Ablagerungssequenz

Der Übergang **MPS - OPS** ist lediglich in randlichen Beckenbereichen an einem deutlichen lithofaziellen Wechsel erkennbar. Im östlichen Teil des Lorca-Beckens folgen küstenwärtig im Hangenden flach subtidaler bis intertidaler Ablagerungen mit Stromatolithen (Aledo-Schichten) Riffkalke der Cautivos-Schichten. Am Nordrand der Sierra de la Tercia greifen Mergel des Varied-Members auf Plattformkalke (Manilla-Kalkstein) über. Geel (1976) ordnet diesen Mergel zwar noch in den Hondo-Mergel ein, stellt ihn hier allerdings vollständig ins Messinium (Diachronismus innerhalb des Hondo-Mergels).

Im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens greifen Riffe (Cautivos-Schichten) auf terrestrisch-fluviatile Fächerablagerungen (Rufetes-Schichten) über. Eine ähnlich küstenwärts gerichtete Entwicklung ist im nordwestlichen Teil des Lorca-Beckens zu beobachten, wo Riffkalke (Cautivos-Schichten) diskordant Riffkalke (Manilla-Kalkstein) und flach subaquatische (ev. teilweise terrestrische) Fächerablagerungen (Tiemblos-Schichten) überlagern (Anlage 3).

Deutlicher lithofazieller Wechsel und küstenwärtiges Übergreifen (**onlap**) sind typisch für die unteren Cautivos-Schichten, die entsprechend der **transgressiven Phase (TST)** zugeordnet werden.

Die **OPS** weist insgesamt eher progradierende Stapelungsmuster auf, so daß nur die basalen Riffkalke der **transgressiven Phase (TST)** zugerechnet werden können. Der Großteil der **OPS** ist der **Hochstandsphase (HST)** zuzuordnen.

Im Gegensatz zu allen anderen Serien ist die **OPS** intern durch einen auffallend zyklischen Aufbau gekennzeichnet. Innerhalb der Cautivos-Schichten sind bis zu **5 Parasequenzen** ausgliederbar (Abb.98 u. 99). Besonders im westlichen Randbereich des Lorca-Beckens sind diese als Riff-Sandstein- oder Riff-Konglomerat-Zyklen entwickelt. Im östlichen Teil des Lorca-Beckens sind lediglich **3 Parasequenzen** erkennbar, wobei nur die **1. Parasequenz** von einem Riff-Konglomerat-Zyklus gebildet wird, die beckenwärtigen **Parasequenzen** sind hier als Intertidal-Supratidal-Zyklen entwickelt (Abb.96 u. 97).

Eine Besonderheit zeigt der Aufschlußbereich Los Cautivos am Nordufer des Rio Guadalentin (Abb.94). Hier lassen sich innerhalb beckenwärtig verbauender, überwiegend flachmariner Deltaablagerungen einzelne **Parasequenzen** problemlos in basale, **retrogradierende**, sowie nachfolgende, geringmächtige, **aggradierende** und abschließende, **progradierende** Abschnitte gliedern. Die basalen, **retrogradierenden** Abschnitte bestehen überwiegend aus unterschiedlichen Anteilen an feinklastischen Ablagerungen, Kalkareniten und eingeschalteten Fleckenriffen. Der deutlich transgressive Charakter dieser Abschnitte zeigt sich besonders anschaulich am „**onlap**“ der **5.Parasequenz** (Abb.94 C, D).

Diese Abschnitte werden von geringmächtigen Riffhorizonten überlagert, die im gesamten westlichen Lorca-Becken korrelierbar sind. Den oberen Abschnitt einzelner **Parasequenzen** bilden überwiegend siliziklastische Ablagerungen, wobei nur innerhalb der älteren **Parasequenzen** zusätzlich Kalksteine eines flach subtidalen Bildungsraumes (u.a. der Cautivos-Stromatolith der **1.Parasequenz**) eingeschaltet sein können. Vor allem im höheren Teil der **OPS** werden die **progradierenden** Abschnitte von meist groben, rotbraunen Konglomeraten aufgebaut. Hier sind lokal „fining upward“- und „coarsening upward“-Korngrößentrends entwickelt, die als **Sedimentationszyklen 5. bis 6.Ordnung** klassifizierbar sind.

Im Bezug auf Faziesentwicklung und Stapelungsmuster sind innerhalb der **5 Parasequenzen** offensichtlich **transgressive (TST)** und **regressive Phasen (LST)** sowie **Hochstandsphasen (HST)**, die durch Riffhorizonte dokumentiert sind, erkennbar. Damit zeigen die **5 Parasequenzen** typische Merkmale von **System Trakten**, so daß ihrer Größenordnung entsprechend -allerdings nur im Aufschlußbereich Los Cautivos- grundsätzlich auch **Hochfrequente Sequenzen** (Mitchum & Van Wagoner 1991) definiert werden können (Abfolge ist dann allerdings LST > TST > HST, Abb.98).

Auch innerhalb des Varied Members sind laut Michalzik (1994) Sedimentationszyklen 4.Ordnung (**Parasequenzen**) entwickelt, die von foraminiferenreichen Mergeln und Mergelkalken zu Diatomiten führen. Die Zyklen sollen periodische Wechsel von Wasserzufuhr und Restriktion des Beckens mit entsprechender Stagnation, Schichtung der Wassersäule, anoxischen Bodenverhältnissen und Diatomeenblüten charakterisieren. Auf der Basis detaillierter Untersuchungen an Diatomeen und Foraminiferen (Jurkschat 1995b, Steffahn 1995) können insgesamt **5 solcher Sedimentationszyklen 4.Ordnung** ausgegliedert werden.

Durch die Restriktion kommt es wiederholt sogar zur Gipsbildung. Entsprechend gliedern Taberner et al. (1998) über die gesamte Abfolge des Varied-Members mehrere Giphorizonte aus (im östlichen Teil des Serrata-Höhenzuges bis zu 8). Besonders ausgeprägt kommt es im unteren Teil der **OPS** zur Sulfatausfällung, wobei Michalzik (1994) vermutet, daß Gips in randlichen Flachwasserbereichen gebildet, ins tiefere Becken umgelagert und dort bioepigenetisch zu „evaporitischem Kalk“ umgewandelt wurde. Mehr oder weniger direkte Hinweise auf beckenrandliche Gipsbildungen geben v.a. Gipskristallmarken oder Kalzitpseudomorphosen nach Gips, die zusammen mit dem Cautivos-Stromatolith ausschließlich innerhalb der **1.Parasequenz** der Cautivos-Schichten (Abb.98 u. 99) auftreten.

Ähnliche lithofazielle Korrelationen sind auch im höheren Teil der **OPS** möglich. Hier gehen rotbraune Konglomerate der Cautivos-Schichten (Profil Cautivos III) offensichtlich in rötliche Sandsteine (z.T. Turbidite) des Varied-Members über.

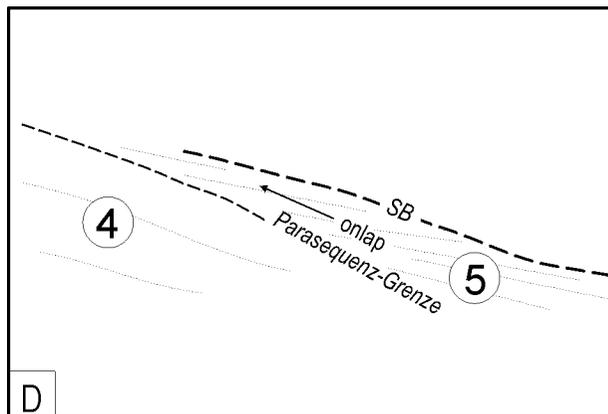
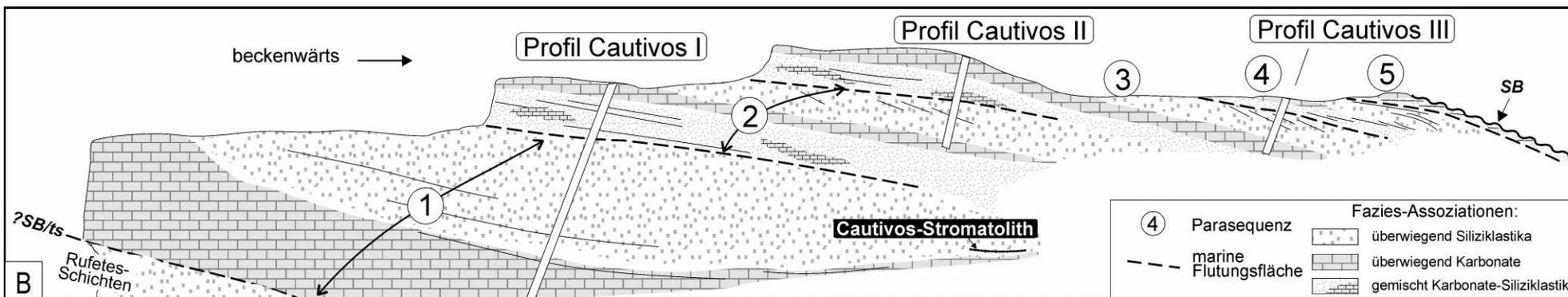
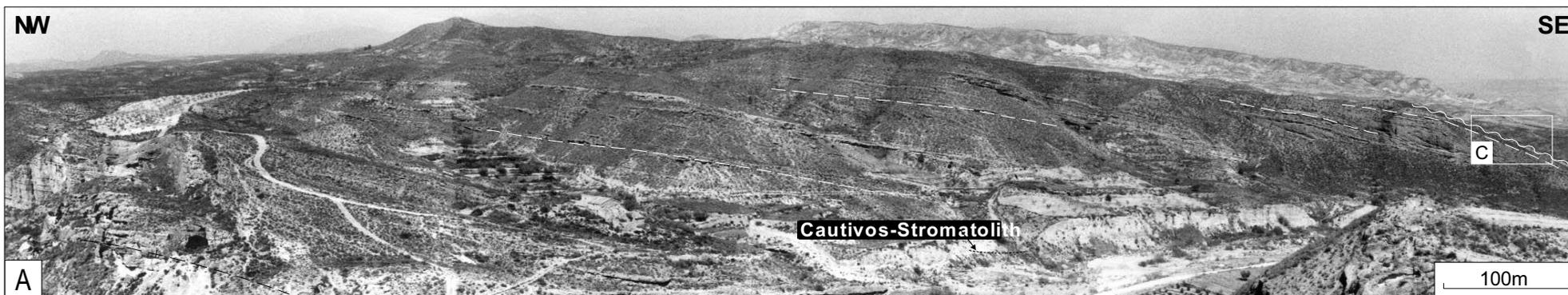


Abb. 94: - Die Cautivos-Schichten sind am N-Ufer des Rio Guadalentin (SW-Lorca-Becken) durch einen auffallend zyklischen Aufbau gekennzeichnet. Insgesamt können bis zu **5 Parasequenzen** ausgegliedert werden (B). Unter Berücksichtigung der Stapelungsmuster (C,D) sind innerhalb der **Parasequenzen** auch **transgressive** (gemischt Karbonate-Siliziklastika), **Hochstands-** (überwiegend Karbonate) und **Tiefstandsphasen** (überwiegend Siliziklastika) erkenn- und damit auch **Hochfrequente Sequenzen** definierbar (Erläuterungen s. Text, vgl. Abb.98).

Auf der Grundlage dieser Darstellungen können die **5 Parasequenzen** des westlichen Beckenrandes und die **5 Sedimentationszyklen 4.Ordnung** des zentralen Teils des Lorca-Beckens nicht nur sequenzstratigraphisch sondern partiell auch lithologisch korreliert werden.

Höherfrequente **Sedimentationszyklen 5. bis 6.Ordnung** sind zwar innerhalb des Varied-Members als mmdünne Mergel-Diatomit-Wechselfolgen entwickelt, allerdings nicht mit randlichen Beckenbereichen korrelierbar.

Eindeutige Belege für **syndimentäre Dehnungstektonik** innerhalb der ersten beiden **Parasequenzen** zeigt der Aufschlußbereich Los Cautivos (Abb.95).

Damit liegen eindeutige Hinweise für dehnungstektonische Bewegungen zumindest für den südwestlichen Teil des Lorca-Beckens vor. In anderen Beckenteilen sind keine direkten Hinweise auf tektonische Bewegungen erkennbar. Im östlichen Teil des Lorca-Beckens zeigt das frühe Ende der Sedimentation in diesem Beckenteil (nur **3 Parasequenzen**) möglicherweise das Ende oder zumindest ein deutliches Nachlassen der zuvor noch sehr ausgeprägten Subsidenz entlang der Alhama de Murcia-Verwerfung an (s.o.).

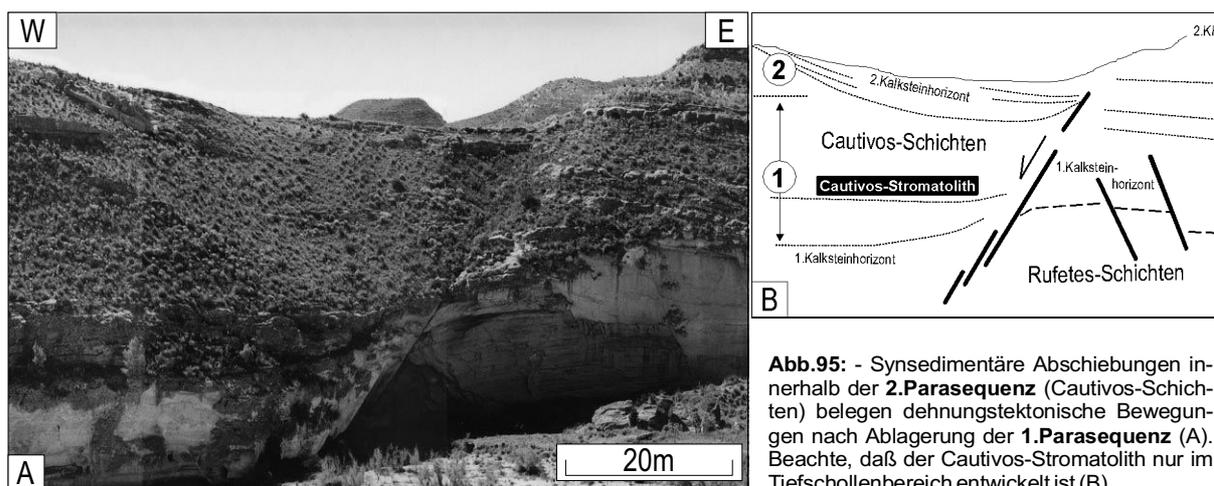


Abb.95: - Syndimentäre Abschiebungen innerhalb der **2.Parasequenz** (Cautivos-Schichten) belegen dehnungstektonische Bewegungen nach Ablagerung der **1.Parasequenz** (A). Beachte, daß der Cautivos-Stromatolith nur im Tiefschollenbereich entwickelt ist (B).

5. Ablagerungssequenz

Der Übergang **OPS - ES** ist durch einen deutlichen lithologischen Wechsel gekennzeichnet. In randlichen Beckenbereichen schneiden sich terrestrisch-fluviatile Fächerablagerungen (Nonihay-Schichten) tief in Plattformkalke, Riffe und Konglomerate (Cautivos- und Aledo-Schichten) ein (Abb.96). Im Beckenzentrum werden Mergel, geringmächtige, feinkörnige Kalkarenite oder Sandsteine des Varied-Members von Gips (Gypsum-Member) überlagert. Sequenzstratigraphisch kennzeichnet der geschilderte Übergang eine **Sequenzgrenze (SB)** und damit den Beginn einer **5.Ablagerungssequenz**. Oberhalb der **Sequenzgrenze (SB)** folgen in randlichen Beckenbereichen überwiegend siliziklastische Fächer-Ablagerungen (Nonihay-Schichten) und im Beckenzentrum Evaporite (Halit, Gypsum Member), so daß die **ES** in Anlehnung an Kendall (1992) insgesamt einer **Tiefstandsphase (LST)** zugeordnet werden kann.

Innerhalb der **ES** sind **Parasequenzen** nur sehr schwer erkennbar. Die untersuchten Profilabschnitte werden deshalb als **Parasequenz-sets** zusammengefaßt.

Die Nonihay-Schichten sind im Profilbereich Peñones teilweise durch "fining upward" und "thinning upward"-Trends gekennzeichnet, was als Folge kontinuierlicher, lateraler Rinnenverlagerung angesehen werden kann. Die im oberen Teil auffallend hohen Foraminiferen-Anteile sind mögliche Anzeichen mariner Beeinflussung. Eindeutig marin beeinflusst ist der unterste Abschnitt von Profil Piedras Gordas II (Abb.77). Im höheren Profilabschnitt sind lange Sedimentationsunterbrechungen (Caliche-Bildungen) und zunehmend meteorische Einflüsse feststellbar.

Innerhalb der Evaporite des Beckenzentrums lassen die Steinsalzvorkommen an der Basis der **ES** auf eine vollständige Abschnürung des Beckens schließen. Anschließend führt eine möglicherweise durch Flutung des Beckens verursachte Laugenverdünnung zur partiellen Wiederauflösung von NaCl und zur Ausfällung von Sulfaten. Michalzik (1994) geht ebenfalls von einer zunehmenden Laugenverdünnung durch normal-marine oder kontinentale Wässer aus. Ähnliche Angaben von Taberner et al. ("recycling of older Evaporites", 1997) stützen sich auf Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen ("fluid inclusions") und Isotopen von im Steinsalz eingeschalteten Sulfaten. Damit weisen die dargestellten übergeordneten Faziestrends der beckenzentralen Evaporite deutliche Parallelen zur Entwicklung randlicher Beckenbereiche auf und sind dementsprechend gut korrelierbar.

Laut Michalzik (1994) entsprechen innerhalb der Sulfatgesteine entwickelte Gips-Mergel-Wechsel im m- bis dm-Bereich und Kristallrasen-Karbonatlagen-Wechsel im cm-Bereich untergeordneten **Sedimentationszyklen 4. bzw. 5. bis 6. Ordnung**. Eine Korrelation mit randlichen Beckenbereichen ist im Rahmen dieser Größenordnungen allerdings nicht mehr möglich.

Der Übergang **ES - POS** ist durch einen deutlichen lithofaziellen Wechsel gekennzeichnet. Im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens greifen flachmarine, sandige Kalkarenite (Caravaca-Schichten) auf teilweise terrestrische, fein- bis grobklastische Fächerablagerungen (Nonihay-Schichten) über (Abb.98). Im Beckenzentrum lagern foraminiferenreiche Mergel (Laminated-pelite-Member) auf Gips (Gypsum-Member). Im nordwestlichen Teil des Lorca-Beckens greifen dünnbankige Kalkarenite (mit Kalkoolith, Caravaca-Schichten) auf Plattformkalke der Cautivos-Schichten (**OPS**) über (Abb.99). Sequenzstratigraphisch kann der Übergang **ES - POS** als **Transgressionsfläche (ts)** interpretiert werden. Insgesamt wird damit der Beginn einer **transgressiven Phase (TST)** angezeigt. Diese Phase leitet aufgrund der oftmals sehr geringen Mächtigkeiten mariner Ablagerungen vermutlich sehr schnell und ohne erkennbare **Fläche maximaler Überflutung (mfs)** in eine **Hochstandsphase (HST)** über. Insbesondere der durch marine Sedimentation gekennzeichnete unterste Abschnitt der **POS** ist sequenzstratigraphisch mit dem "Terminal (Carbonate) Complex" von Esteban (1979,1996) korrelierbar.

Im höheren Teil des Laminated-pelite-Members eingeschaltete, feinklastische, terrestrisch-fluviatile Sedimente weisen bereits auf einen regressiven Trend hin, der einer **Hochstandsphase (HST)** entsprechen dürfte. Die nachfolgenden grobklastischen, terrestrisch-fluviatilen Ablagerungen der El Prado-Formation können mit einiger Sicherheit einer **Tiefstandsphase (LST)** zugerechnet werden. Kontakte und Faziesentwicklungen liegen allerdings vorwiegend unter jüngsten Ablagerungen verborgen.

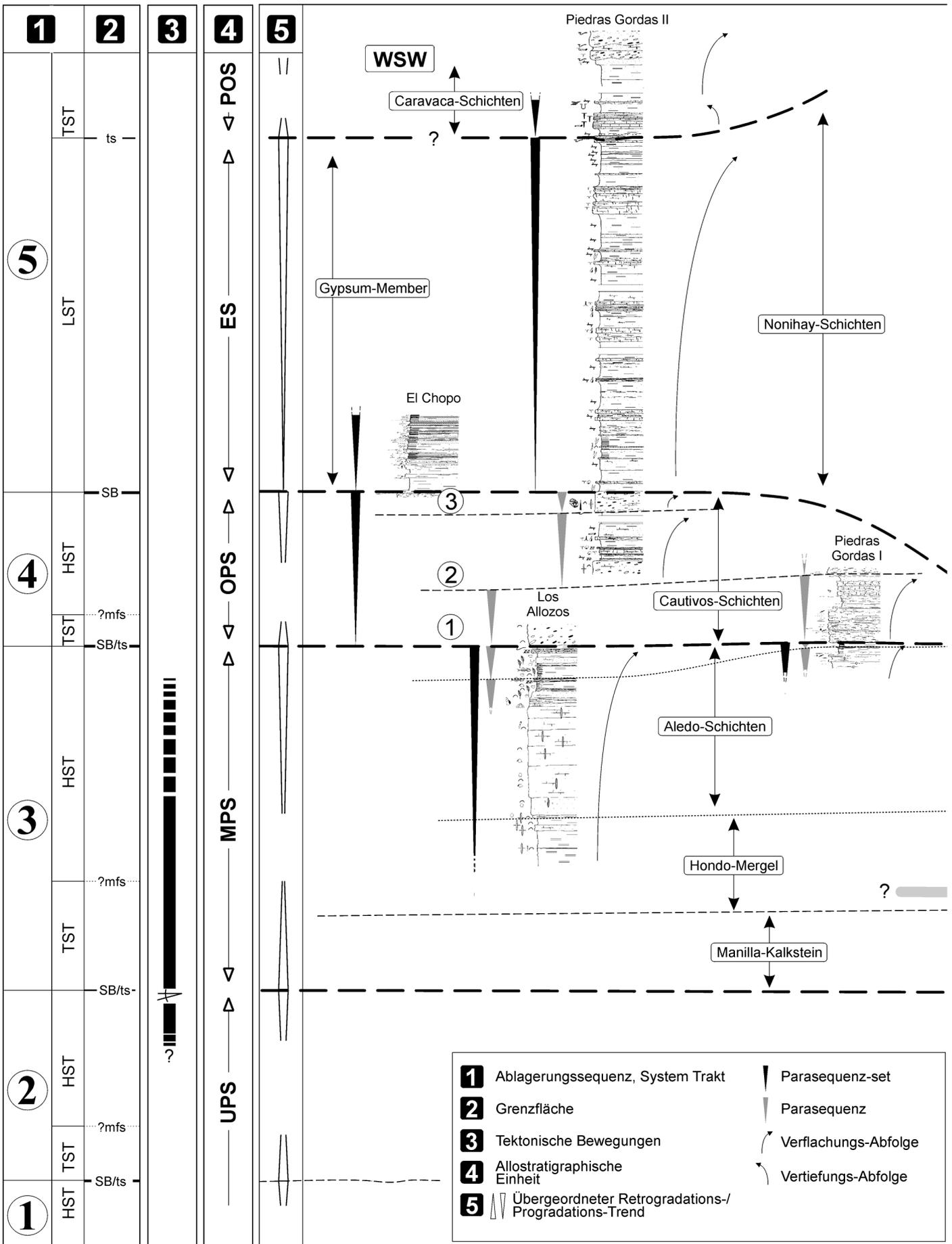
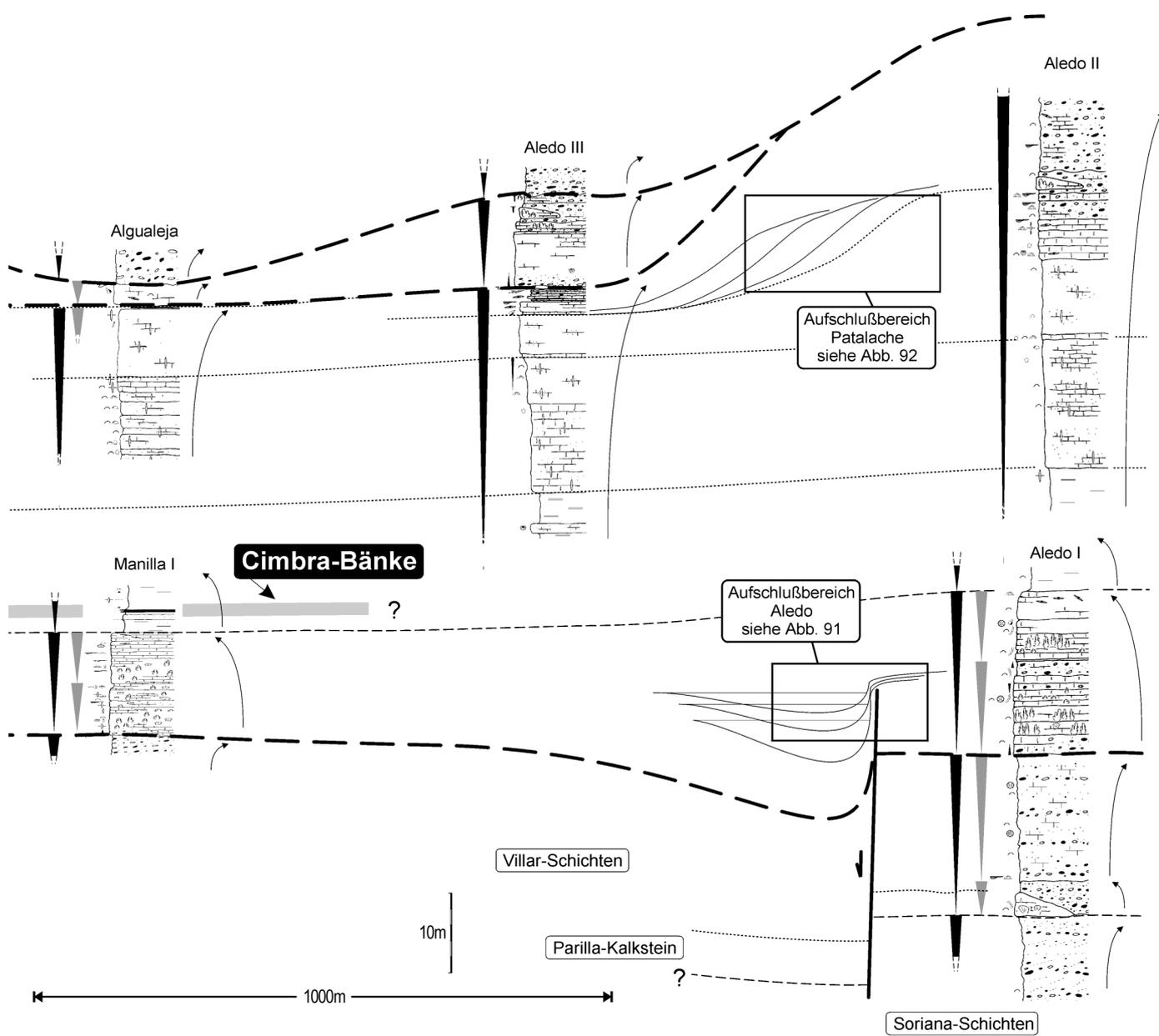


Abb.96: - Profilkorrelation und sequenzstratigraphische Interpretation im östlichen Teil des Lorca-Beckens. Die Profilkorrelation repräsentiert einen WSW-ENE-Schnitt. Erläuterungen siehe Text.

Profilkorrelation E-Lorca-Becken 1

ENE

← beckenwärts



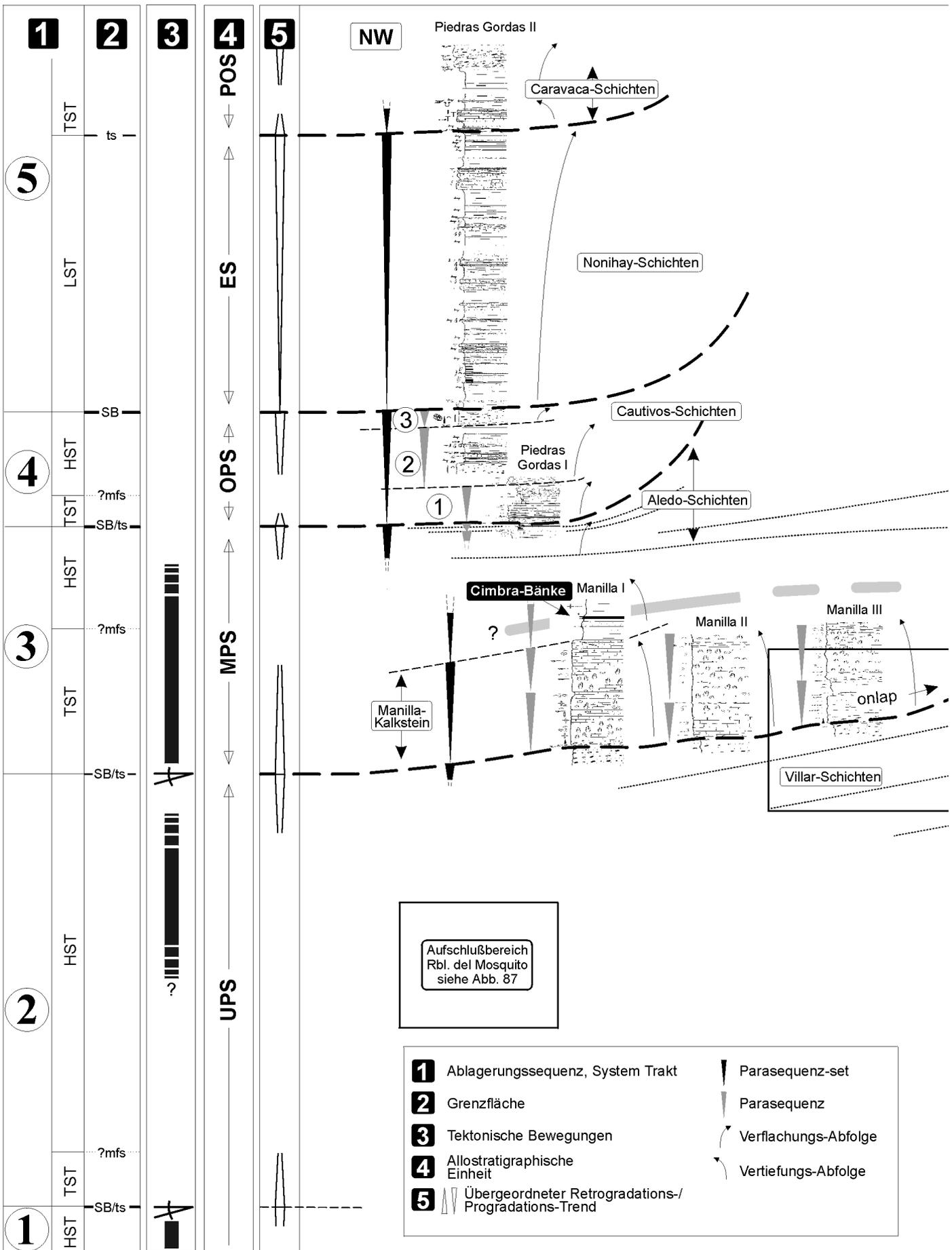
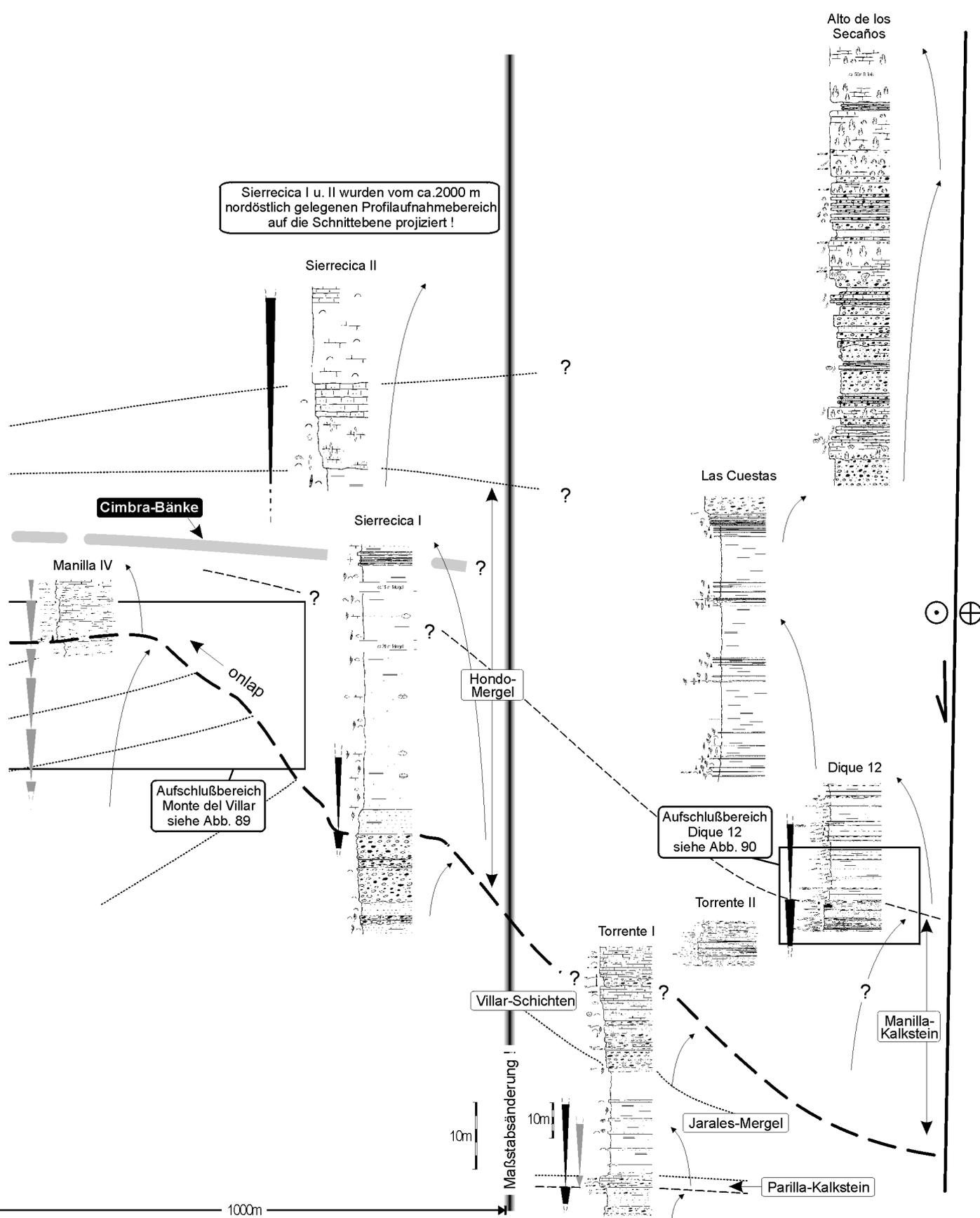


Abb.97: - Profilkorrelation und sequenzstratigraphische Interpretation im östlichen Teil des Lorca-Beckens. Die Profilkorrelation repräsentiert einen NW-SE-Schnitt. Erläuterungen siehe Text.

Profilkorrelation E-Lorca-Becken 2

SE

Sierrecica I u. II wurden vom ca. 2000 m nordöstlich gelegenen Profilaufnahmebereich auf die Schnittebene projiziert !



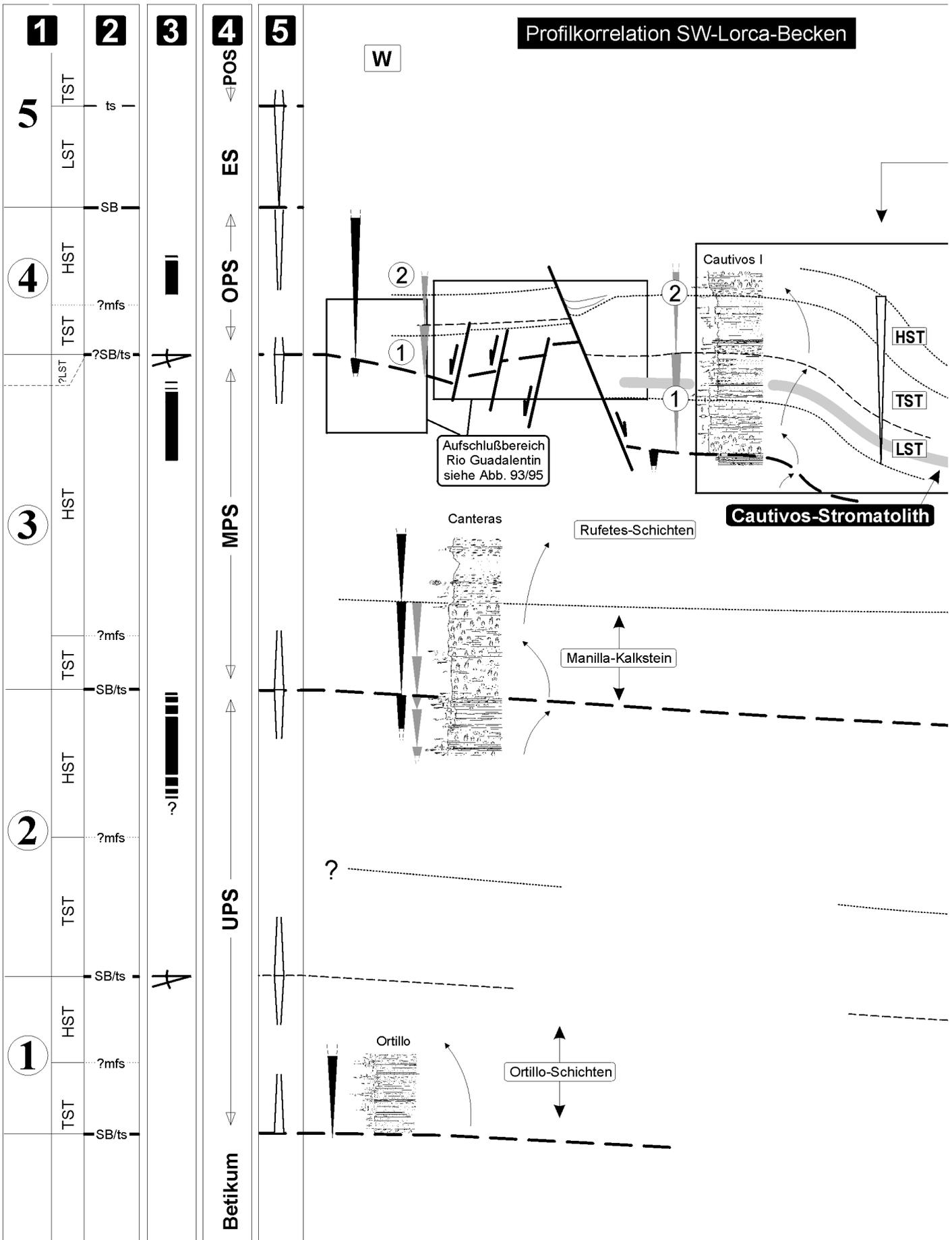
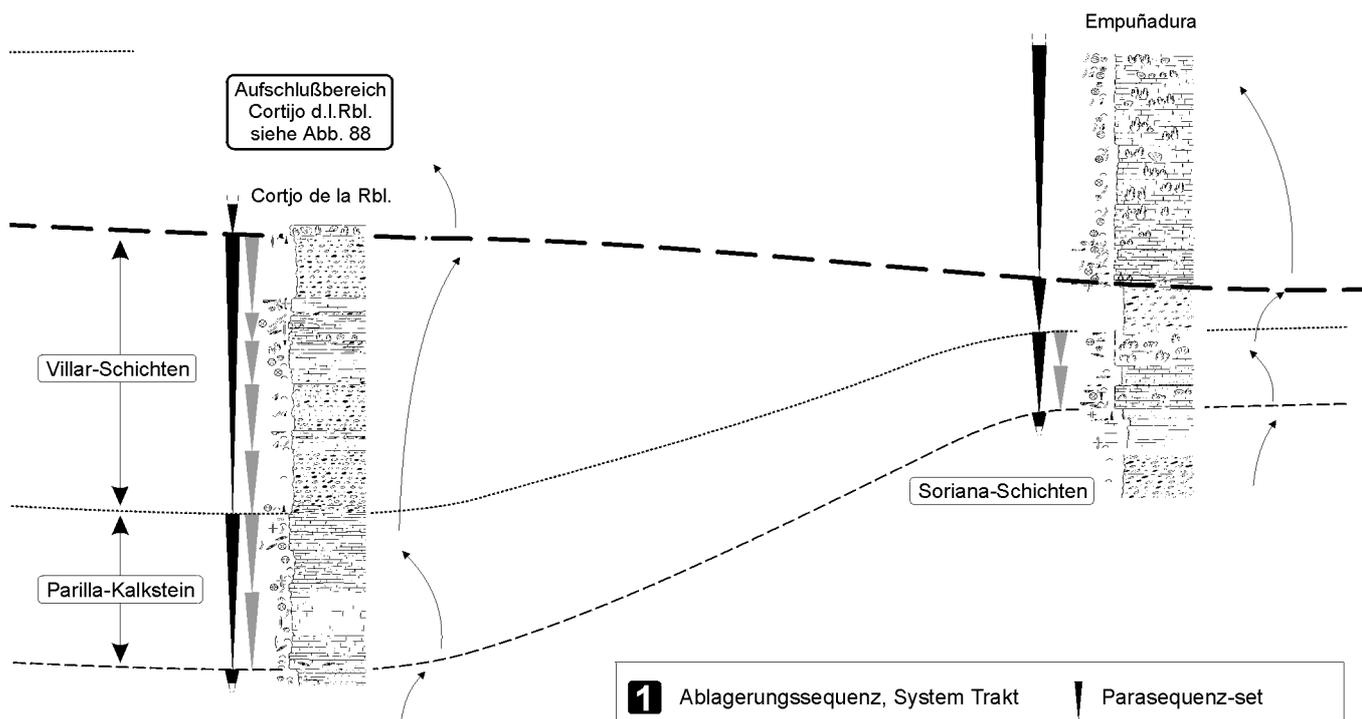
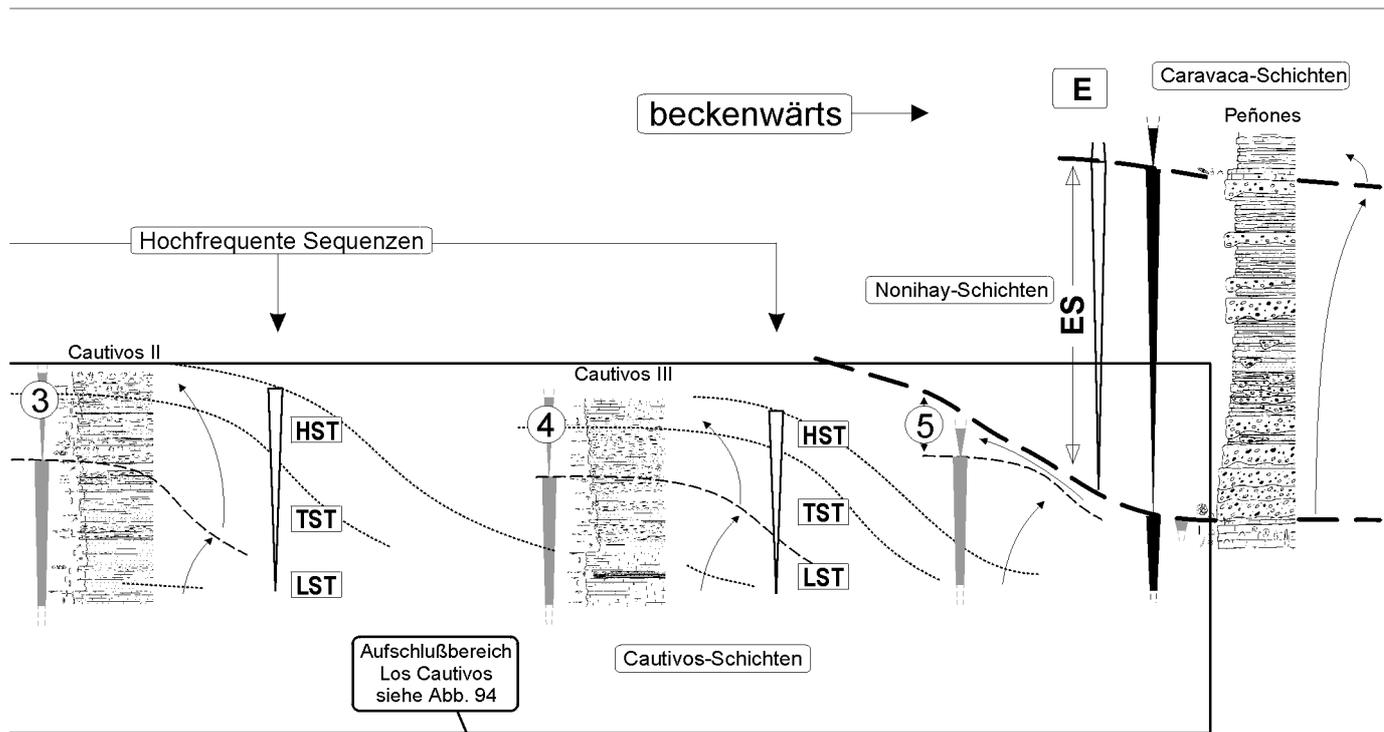


Abb.98: - Profilkorrelation und sequenzstratigraphische Interpretation im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens. Die Profilkorrelation repräsentiert einen W-E-Schnitt. Erläuterungen siehe Text.



- | | | | |
|----------|--|--|----------------------|
| 1 | Ablagerungssequenz, System Trakt | | Parasequenz-set |
| 2 | Grenzfläche | | Parasequenz |
| 3 | Tektonische Bewegungen | | Verflachungs-Abfolge |
| 4 | Allostratigraphische Einheit | | Vertiefungs-Abfolge |
| 5 | Übergeordneter Retrogradations-/ Progradations-Trend | | |

10m
1000m

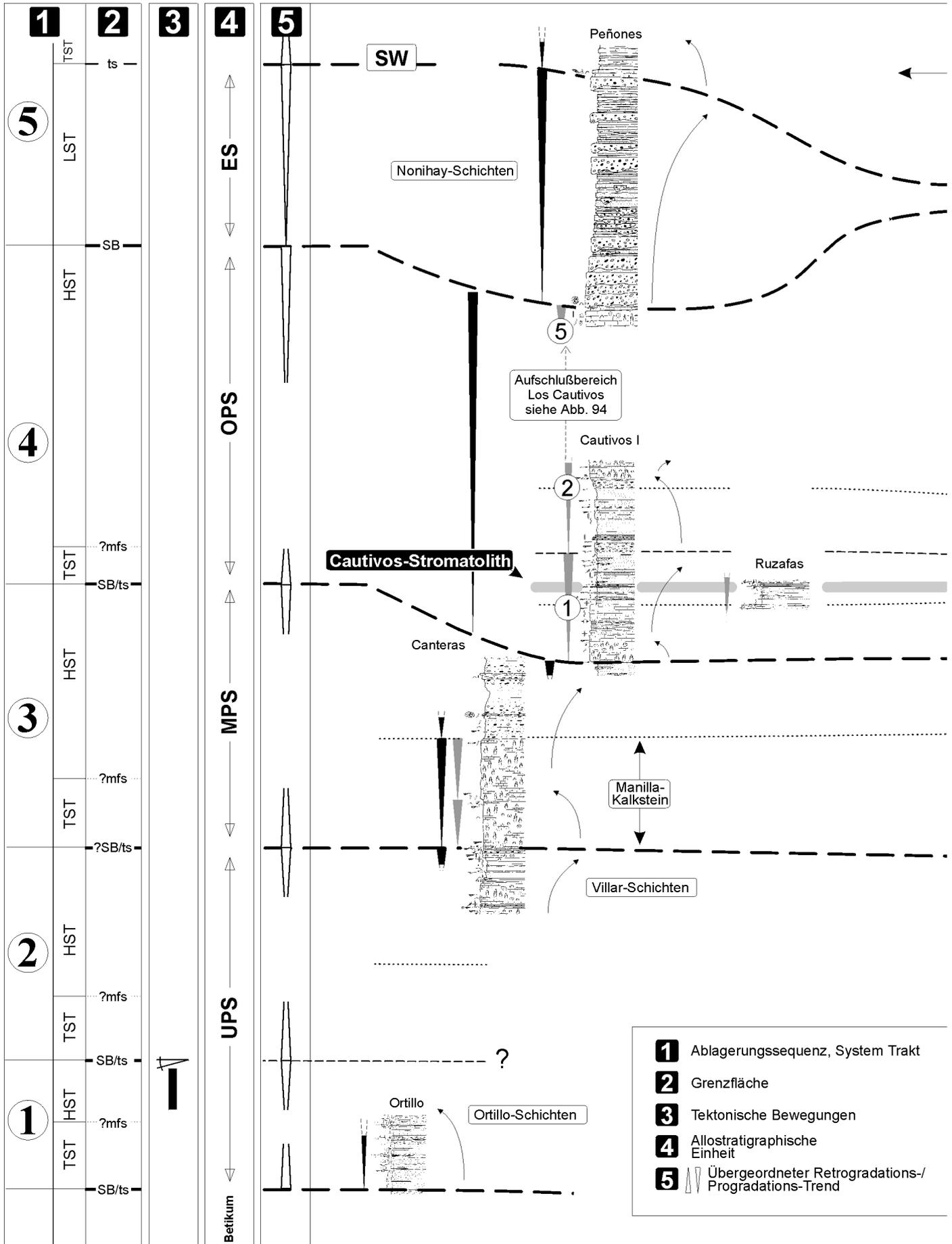
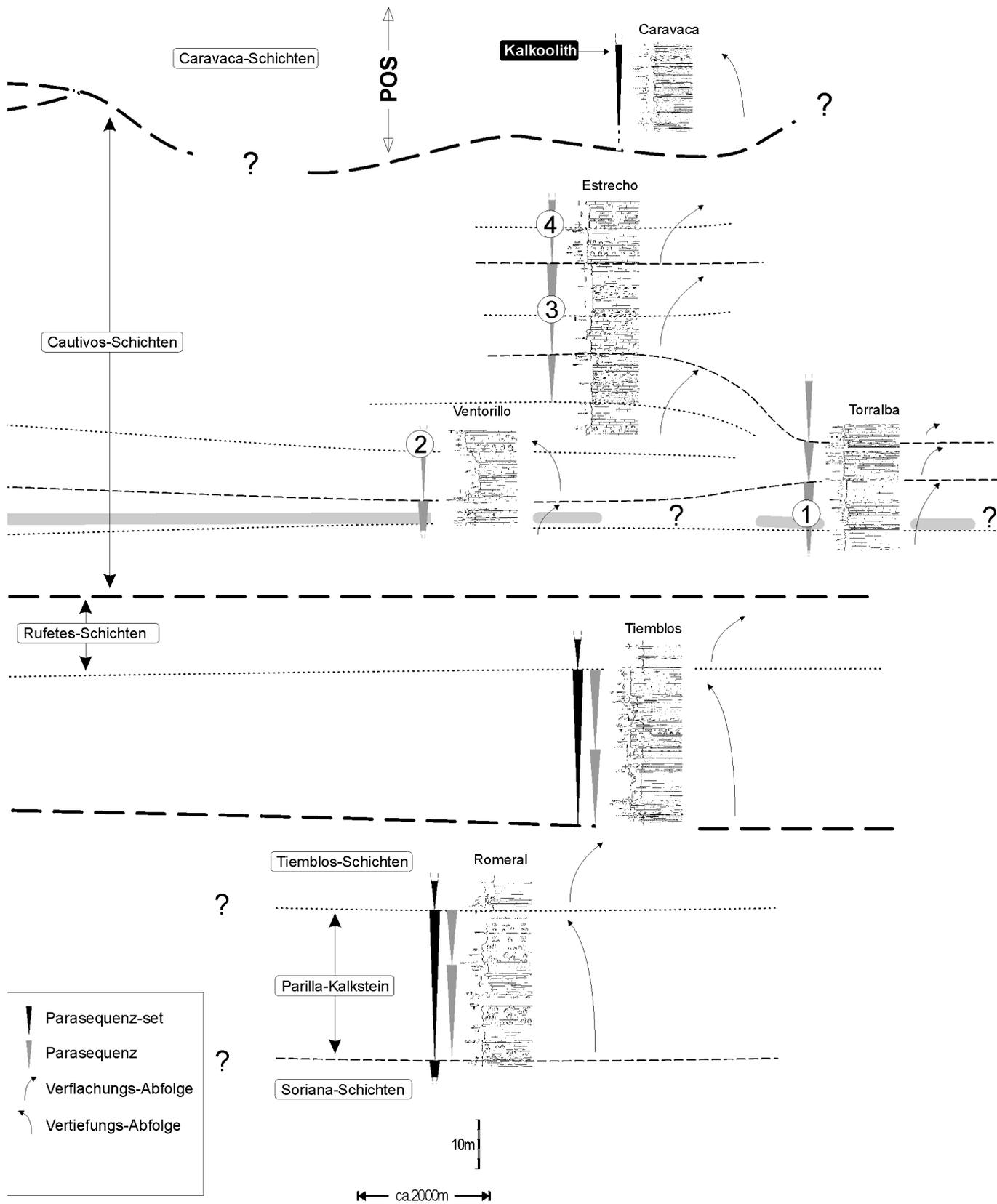


Abb.99: - Profilkorrelation und sequenzstratigraphische Interpretation im gesamten westlichen Teil des Lorca-Beckens. Die Profilkorrelation repräsentiert einen SW-SE-Schnitt. Erläuterungen siehe Text.

Profilkorrelation im gesamten westlichen Teil des Lorca-Beckens

NE

südwestlicher Beckenteil —+— nordwestlicher Beckenteil —>



3. BECKENANALYSE UND SEQUENZSTRATIGRAPHISCHES ABLAGERUNGSMODELL

Innerhalb der untersuchten Beckenteile sind z.T. sehr differenzierte Faziespektren entwickelt. Dennoch sind generelle Faziestrends erkenn- und korrelierbar. Der Mächtigkeit der Schichtfolge des Lorca-Beckens entsprechend lassen sich im betrachteten Zeitraum (?oberstes Mittelmiozän - Obermiozän - unterstes Pliozän) Sedimentationszyklen ab der 3. Ordnung ausgliedern (Abb.100). Eine zusammenfassende Darstellung der Beckenanalyse (einschließlich Rekonstruktion relativer Meeresspiegelschwankungen) zeigt Abb.101.

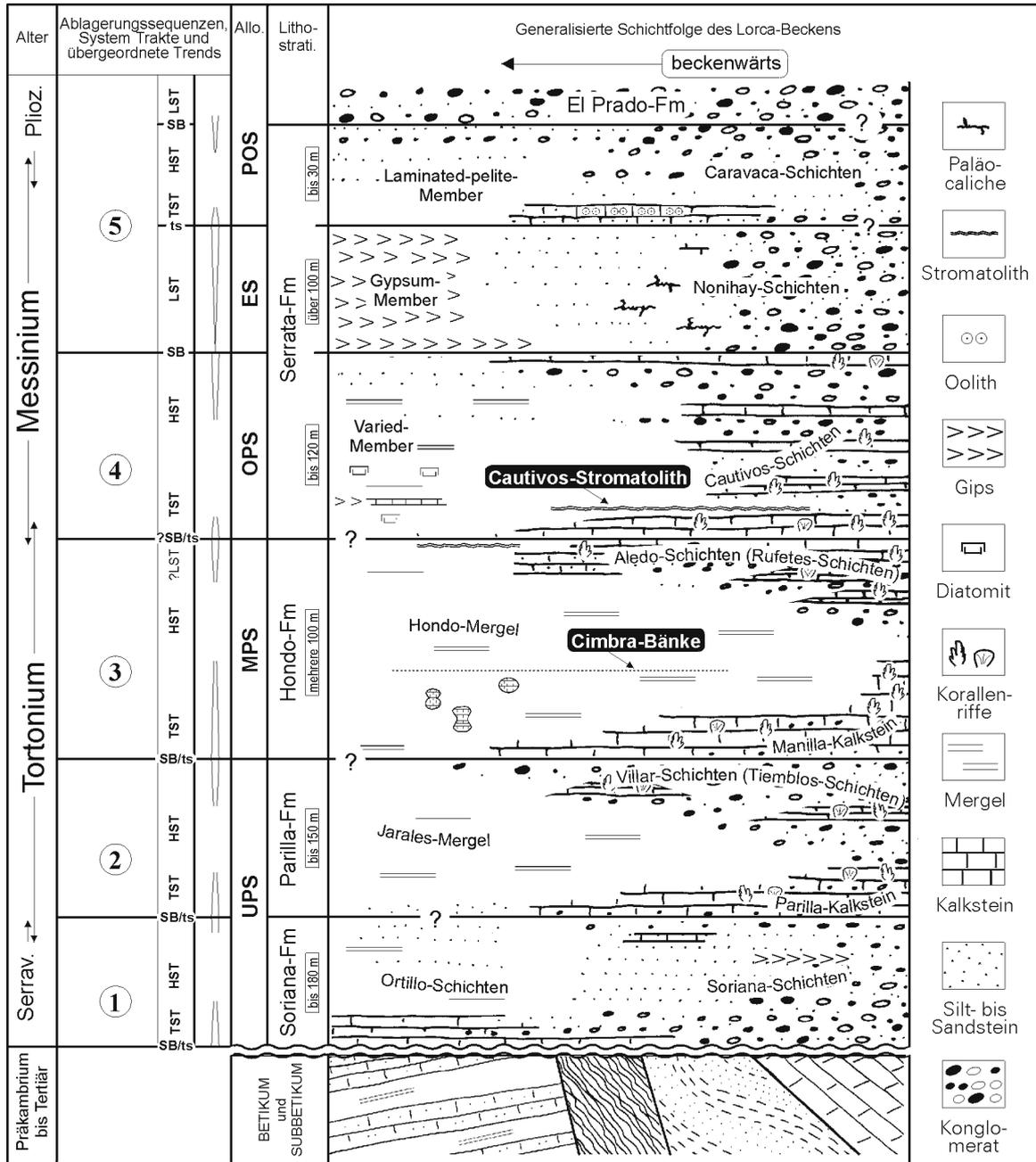


Abb.100: - Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse der Sequenzanalyse mit übergeordneten Retrogradations-/ Progradations-Trends sowie Interpretation von System Trakten und entsprechenden Ablagerungssequenzen. Nachfolgend werden die Ablagerungssequenzen im Kontext tektonischer Bewegungen beschrieben.

1. Ablagerungssequenz

Das Lorca-Becken bildete sich vermutlich bereits im oberen Mittelmiozän (Serravallium) in einem transtensionalen Regime im Bereich zwischen Nordbetischer Verwerfung im NW und Alhama de Murcia-Verwerfung im SE. Die damit einsetzende Sedimentationsentwicklung ist durch ein unterschiedlich ausgeprägtes 1.transgressives Ereignis gekennzeichnet. Im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens ist dieses Ereignis durch die Ablagerung bioklastischer Flachwasserkarbonate dokumentiert (Ortillo-Schichten). Im Einflußbereich der großen Scherzonen sind dagegen meist grobklastische, flachmarine Fächerablagerungen prägendes Element (Soriana-Schichten).

Die Transgression führt zur maximalen Ausbreitung mariner Sedimentationsbedingungen, die in Abhängigkeit der jeweiligen Beckenposition durch hemipelagische, foraminiferenreiche Mergel (südwestlicher Teil des Lorca-Beckens) oder weniger deutlich durch feinklastische, flachmarine Fächerablagerungen (Scherzonenbereiche) gekennzeichnet sind. Eine Fläche maximaler Überflutung und damit das Ende der transgressiven Phase kann allerdings in keinem Fall erkannt werden. Die Hochstandsphase ist lediglich über das Einsetzen generell regressiver Trends definierbar, die sich entweder durch Progradation (oberer Abschnitt Ortillo-Schichten) oder durch regressive Faziesentwicklungen (oberer Abschnitt Soriana-Schichten) bemerkbar machen.

Vorzugsweise in Scherzonenbereichen kann aus dem verstärkten Auftreten karbonatklastischer Fazies-typen im höchsten Abschnitt der Soriana-Schichten auf zunehmende Abtragung küstenwärtig gelegener Plattformbereiche (lokal im Bereich Ortillo noch erhalten; Abb.16) geschlossen werden. Dementsprechend dürfte der ehemalige Sedimentationsraum insgesamt über die heutige Verbreitung der Soriana-Formation hinausreichen.

In der Umrahmung der Sierra de la Tercia kann aus dem Auftreten von Kalzitpseudomorphosen nach Gips auf eine intertidale Evaporitbildung geschlossen werden. Da die Evaporitbildungen in randlicher Beckenposition vorliegen, können sie noch der Hochstandsphase zugeordnet werden (James & Kendall 1992).

2. Ablagerungssequenz

Im Verlauf der Beckenentwicklung führt im untersten Tortonium eine 2.Transgression zur Ablagerung von Plattformkarbonaten und erstmals zur Bildung von Korallenriffen. Der Transgression zeitlich vorausgehend finden vorwiegend entlang der großen Scherzonen tektonische Bewegungen statt, die u.a. zur Zerblockung der Soriana-Schichten im nordwestlichen Teil des Lorca-Beckens führen. Im Bereich der Sierra de la Tercia weist darüber hinaus eine leichte Verstellung der Soriana-Schichten auf unterschiedliche Hebungs- und Subsidenzvorgänge hin. Tektonische Bewegungen halten auch innerhalb der transgressiven Phase noch an. Im östlichen Teil des Lorca-Beckens wird dies v.a. durch das hohe Aufkommen siliziklastischen und karbonatklastischen Materials im Parilla-Kalkstein angezeigt. Korallenwachstum findet in diesem Beckenteil grundsätzlich nur lokal statt (Fleckenriffe) und wird sehr häufig von Fächerschüttungen unterbrochen (z.B. Profil Aledo I, Abb.39).

Im nord- und südöstlichen Teil des Lorca-Beckens entwickeln sich in dieser Phase „catch up reefs“ und -wenn auch nicht sehr mächtige- „keep up reefs“, deren Bildung nur kurzzeitig von Fächerschüttungen gestört wird (Profile Romeral u. Empuñadura, Abb.23 u. 24).

Das Maximum der Verbreitung mariner Verhältnisse wird durch foraminiferenreiche Mergel (Jarales-Mergel) dokumentiert. Sie treten mit größeren Mächtigkeiten ausschließlich im östlichen und südwestlichen Teil des Lorca-Beckens auf, was eine erhöhte Subsidenz in diesen Bereichen vermuten läßt. Eindeutige Hinweise auf eine Fläche maximaler Überflutung sind im Mergel nicht zu erkennen. Dagegen treten am Top (oder zumindest in Topnähe) des Parilla-Kalksteins in einigen Bereichen ein oder mehrere fossilreiche Lagen auf (Bivalven u. Seeigel), die -wenn auch unter Vorbehalt- als Kondensationshorizonte einer „Phase maximaler Überflutung“ entsprechen könnten.

Abrupt einsetzende, progradierende Fächerschüttungen (Villar-Schichten, Tiemblos-Schichten) sind bereits der Hochstandsphase zuzuordnen. In dieser Phase sind Riffbildungen auf südwestliche und östliche Beckenteile beschränkt und vorwiegend im Umfeld von „fan deltas“ (im Bereich inaktiver Loben) entwickelt. Besonders mächtige Deltaablagerungen (Gilbert-Delta) bilden sich in der Nähe der betischen Grundgebirgskomplexe im Einflußbereich der Alhama de Murcia-Verwerfung.

3. Ablagerungssequenz

Etwa ab dem mittleren Tortonium kommt es infolge eines 3.transgressiven Ereignisses in vielen Beckenbereichen zu küstenwärtiger Faziesentwicklung. Noch vor dem transgressiven Ereignis machen sich tektonische Bewegungen im Bereich betischer Grundgebirgskomplexe bemerkbar. An den N-Rändern der Sr. de la Tercia und Sr. de la Peña Rubia befindet sich der Parilla-Kalkstein in steiler Lagerung. Dies könnte auf eine Hebungstendenz (Kompression) entsprechender Grundgebirgsbereiche hindeuten. Ähnliche

Lagerungsformen können aber auch in einem Extensionsregime infolge von Schollenrotationen auftreten (Meier 1993).

Im Verlauf der 3. Transgression kommt es zur Bildung ausgedehnter Plattformbereiche, die v.a. durch ausgeprägtes, küstenwärtiges Riffwachstum gekennzeichnet sind (Manilla-Kalkstein). Synsedimentäre Dehnungstektonik (Abb.91) und die Entwicklung von „keep up reefs“ im südwestlichen und östlichen Teil des Lorca-Beckens lassen auf starke Subsidenz in den entsprechenden Bereichen schließen. Die mit Abstand größten Subsidenzraten treten entlang der Alhama de Murcia-Verwerfung auf. Erkennbar ist dies nicht zuletzt an karbonatklastischen Fächerablagerungen (Manilla-Kalkstein), deren Strömungsmuster in Richtung auf den Verwerfungsbereich weisen (Abb.30). In Bereichen, die durch Mergelsedimentation gekennzeichnet sind, wird zudem die Bildung großer Kalkkonkretionen begünstigt, da der starken Absenkung entsprechend die Akkumulationsrate herabgesetzt ist (Profil Sierrecica I, Abb.47). Während der Transgression kommt es im östlichen und südöstlichen Teil des Lorca-Beckens, vermutlich infolge anhaltender hoher Subsidenz, zu einem sehr schnellen Wechsel von Plattform- zu Beckensedimentation (Übergang Manilla-Kalkstein – Hondo-Mergel).

In Abhängigkeit von der jeweiligen Beckenposition führt die Transgression zur maximalen Verbreitung offener mariner Verhältnisse. Sie sind im südöstlichen und östlichen Teil des Lorca-Beckens durch Foraminiferen-Mergel (Hondo-Mergel) und im gesamten westlichen Teil des Lorca-Beckens durch z.T. mächtige „keep up reefs“ charakterisiert (Manilla-Kalkstein, z.B. Profil Empuñadura, Abb.24). Eine Fläche maximaler Überflutung ist nicht erkennbar.

In dieser Phase dürfte eine sehr weitläufige Verbindung zu anderen marinen Sedimentationsräumen innerhalb der „Betischen Straße“ bestanden haben. Lediglich der Grundgebirgskomplex der Sierra de la Tercia wird nur während maximaler Meeresspiegelstände überflutet und spielt demnach als paläogeographisches Element (Schwelle) eine wichtige Rolle.

Im oberen Tortonium ist die Hochstandsphase am Einsetzen regressiver Faziestrends erkennbar, die durch progradierende „fan delta“-Ablagerungen dokumentiert sind (Aledo-Schichten, Rufetes-Schichten). Den nach wie vor hohen Subsidenzraten entsprechend sind die Aledo-Schichten entlang der Alhama de Murcia-Verwerfung extrem mächtig. Sie bestehen im unteren Teil aus grobklastischen „fan delta“-Ablagerungen, auf denen es vereinzelt zur Bildung von Fleckenriffen oder geringmächtigen Riffhorizonten kommt. Im höheren Teil setzt sich allerdings die Rifffazies durch und es entwickeln sich sehr mächtige „keep up reefs“. Innerhalb der Hochstandsphase ist ihr Auftreten gut mit anhaltenden großen Absenkungsbeträgen in diesen Bereichen zu erklären.

Nur wenige km nordwestlich der Alhama de Murcia-Verwerfung führt eine mehr oder weniger kontinuierliche Verflachung vermutlich noch im höchsten Tortonium zum Auftauchen randlicher Flachwasserbereiche und beckenwärts zur Bildung eines flach subtidalen Ablagerungsraumes.

Im westlichen Teil des Lorca-Beckens zeigt die Entwicklung von „fan delta“- zu „alluvial-fan“-Ablagerungen (Rufetes-Schichten) ebenfalls einen regressiven Trend an. Speziell der terrestrische Teil der Fächerablagerungen kann möglicherweise sogar -wenn auch unter Vorbehalt- der Tiefstandsphase und damit einer 4. Ablagerungssequenz zugerechnet werden.

Im zentralen Teil des Lorca-Beckens läßt sich eine regressiv Entwicklung lediglich am Auftreten dolomitischer Kalke im jüngsten Abschnitt des Hondo-Mergels vermuten.

4. Ablagerungssequenz

Etwa mit Beginn des Messinium -ev. noch im obersten Tortonium- wird ein 4. transgressives Ereignis durch die Ablagerung von bioklastischen Flachwasserkarbonaten und Riffkalken angezeigt (Cautivos-Schichten). Der Transgression zeitlich vorausgehend finden nachweislich v.a. im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens tektonische Bewegungen statt, die an einer Verstellung von Manilla-Kalkstein und Rufetes-Schichten erkennbar sind (Abb.93).

Bis zum mittleren Messinium kommt es zu mindestens 5 untergeordneten Flutungsereignissen, die im gesamten Lorca-Becken ungefähr synchron verlaufen. Dieser Entwicklung entsprechend lassen sich innerhalb der 4. Ablagerungssequenz bis zu 5 Parasequenzen ausgliedern, die -in dieser Größenordnung einmalig- beckenweit korrelierbar sind. Dies ist ein besonderes Kennzeichen der 4. Ablagerungssequenz.

Je nach Beckenposition entwickeln sich bis zu 5 Riff-Konglomerat- (Cautivos-Schichten) oder Mergel-Diatomit-Zyklen (Varied-Member). Nur im östlichen Teil des Lorca-Beckens bilden sich lediglich 3 Intertidal-Supratidal-Zyklen.

Speziell im südwestlichen Beckenrandbereich kommt es bei jedem Flutungsereignis zum Wachstum von *Porites-Tarbellastrea*-Riffen, die durch küstenwärtiges Vorbauen gekennzeichnet sind (z.B. onlap der 5. Parasequenz, Abb.94,C). Im Anschluß an jedes Flutungsereignis kommt es in unterschiedlichem Ausmaß zur Restriktion des Beckens. Infolge dieser periodischen Restriktion wird während der Ablagerung

der Oberen Präevaporitischen Serie mehrfach für kurze Zeit das Sulfatfällungsstadium erreicht (bis zu 8 Gipshorizonte im Varied-Member, Taberner et al. 1998). Nur am Ende der 1.Parasequenz kommt es in randlichen Flachwasserbereichen zur Stromatolithbildung (Cautivos-Stromatolith) und anschließend zur Gipsabscheidung (z.B. die Profile Ventorillo u. Torralba, Abb. 70 u. 71). Der Gips wird vermutlich ins tiefere Becken umgelagert und dort bioepigenetisch zu „evaporitischem Kalk“ umgewandelt (siehe Michalzik 1994).

Während der Ablagerung der 2.Parasequenz finden v.a. im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens dehnungs-tektonische Bewegungen statt, die durch das Auftreten synsedimentärer Abschiebungen belegt werden (Abb.95).

Das Erscheinungsbild der 4.Ablagerungssequenz wird insgesamt v.a. durch den 5-fachen Wechsel von Flutung und Restriktion geprägt. Dennoch zeigen sich die Trends der übergeordneten Ablagerungsphasen (System Trakte).

In der transgressiven Phase kommt es fast im gesamten Lorca-Becken zur Bildung regelrechter Riffgürtel. Der transgressive Trend wird dabei nur kurzzeitig von einer untergeordneten restriktiven Phase unterbrochen (am Ende der 1.Parasequenz, s.o.).

In der Hochstandsphase bauen sich speziell im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens grobklastische „fan delta“-Ablagerungen beckenwärtig vor (Abb.60 u. 94). Dabei kommt es im Verlauf der Schüttungen oftmals zu turbiditartigen Umlagerungen ins Beckenzentrum. Im östlichen Teil des Lorca-Beckens macht sich der regressive Trend durch eine fortschreitende Verflachung bemerkbar, die zu einer deutlichen Verkleinerung des marinen Sedimentationsraumes führt. Im Verlauf dieser Entwicklung taucht der östliche Teil des Lorca-Beckens auf, so daß es hier zumindest zeitweise zur Caliche-Bildung kommt (Profil Piedras Gordas I, Abb.67). Insgesamt wird der regressive Trend nur kurzzeitig von untergeordneten Flutungsereignissen unterbrochen, die nur im westlichen Teil des Lorca-Beckens noch zur Ablagerung geringmächtiger, bioklastischer Flachwasserkarbonate und Riffkalke führen.

Zu diesem Zeitpunkt besteht vermutlich nur eine insgesamt sehr eingeschränkte marine Verbindung zu anderen Sedimentationsräumen innerhalb der „Betischen Straße“. Der Hauptzufluß in das mittlerweile sehr kleine Lorca-Becken erfolgt vermutlich aus W über den südwestlichen Beckenrandbereich.

5.Ablagerungssequenz

Im oberen Messinium ist die Tiefstandsphase im östlichen und westlichen Teil des Lorca-Beckens durch beckenwärtiges Vorbauen von „alluvial fans“ bzw. „fan deltas“ (Nonihay-Schichten) gekennzeichnet. Dabei schneiden sich die Fächer z.T. tief in ihr Unterlager ein und markieren so die Basis (Sequenzgrenze) der 5.Ablagerungssequenz.

Ein arides Klima und nachlassender terrigener Eintrag begünstigen ausgeprägte Caliche-Bildungen im östlichen Teil des Lorca-Beckens (Profil Piedras Gordas II, Abb.77). Hier finden nur zu Beginn der Tiefstandsphase kurzzeitig noch marine Ingressionen statt. Im selben Zeitraum bilden sich im Beckenzentrum des zeitweise vollständig abgeschlossenen Lorca-Beckens Evaporite. Besonders in der frühen Tiefstandsphase wird auch das Halitstadium erreicht (Steinsalzvorkommen im Untergrund). Anschließend kommt es während der Tiefstandsphase durch marine (vermutlich aus W) und kontinentale (vermutlich aus E) Zuflüsse zur Laugenverdünnung und einer dadurch bedingten Wiederauflösung von Steinsalz. Während der sich anschließenden erneuten Evaporation wird das Sulfat-Stadium (Gypsum-Member) offensichtlich nicht mehr überschritten.

In diesem Zeitraum besteht im südwestlichen Teil des Lorca-Beckens vermutlich eine zeitweise marine Verbindung zur „Betischen Straße“. Erscheint eine weitere marine Verbindung zwischen den Bereichen der Betischen Gebirgskomplexe der Sierra de la Peña Rubia und der Sierra de la Tercia noch vorstellbar, ist sie südlich der Sierra de Espuña mit einiger Sicherheit auszuschließen.

Vermutlich aus westlicher Richtung erfolgt noch im obersten Messinium ein letztes transgressives Ereignis, daß im Beckenzentrum zur Ablagerung foraminiferenreicher Mergel (Laminated-pelite-Member) und im westlichen und östlichen Beckenrandbereich zur Bildung fossilarmer Flachwasserkalke (Caravaca-Schichten) führt. In der frühen Hochstandsphase bilden sich im nordwestlichen Teil des Lorca-Becken oolithische Kalksteine, die als typische Vertreter des „Terminal (Carbonate)-Complex“ (Esteban 1979, 1996) angesehen werden. In der späten Hochstandsphase treten vermehrt fein- bis grobklastische Einschaltungen auf.

Etwa ab dem Pliozän -ev. noch im höchsten Messinium- setzen grobklastische, fluviatile Fächerschüttungen ein (El Prado-Formation). Sie können bereits der Tiefstandsphase einer weiteren Ablagerungssequenz, die hier allerdings nicht mehr beschrieben werden soll, zugeordnet werden und beschließen die Neogene Schichtfolge des Lorca-Beckens.

Vermutlich zur selben Zeit kommt es im Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung zu sinistralen Scherbewegungen und damit zu intensiven Schichtdeformationen. Diesen bis heute anhaltenden Deformationen entsprechend sind im Gegensatz zu den vergleichsweise gering deformierten Untersuchungsbereichen hier keine detaillierten Rekonstruktionen möglich.

4. DISKUSSION DER STEUERUNGSFAKTOREN UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Schichtfolge des Lorca-Beckens kann nach sequenzstratigraphischen Modellvorstellungen in Sedimentationszyklen ab der 3. Ordnung gegliedert werden. Wie in Kap.2 dargestellt, ist im Bereich dieser Größenordnungen davon auszugehen, daß unterschiedliche Steuerungsfaktoren (Eustatische Meeresspiegelschwankungen, Tektonik, Faziesdynamik) in komplizierter Wechselwirkung auftreten können (Abb.102). Insbesondere die Annahme, daß es sich beim Lorca-Becken um ein innerhalb einer Kollisionszone gelegenes „pull apart“-Becken handelt, läßt eine mehr oder weniger kontinuierliche tektonische Beeinflussung erwarten und kann den Untersuchungsergebnissen zufolge v.a. für den Bereich der Alhama de Murcia-Verwerfung bestätigt werden.

Mit Hilfe verschiedener Vergleichsdaten wird nachfolgend der Versuch unternommen aus den möglichen Steuerungsfaktoren einzelne Signale herauszufiltern.

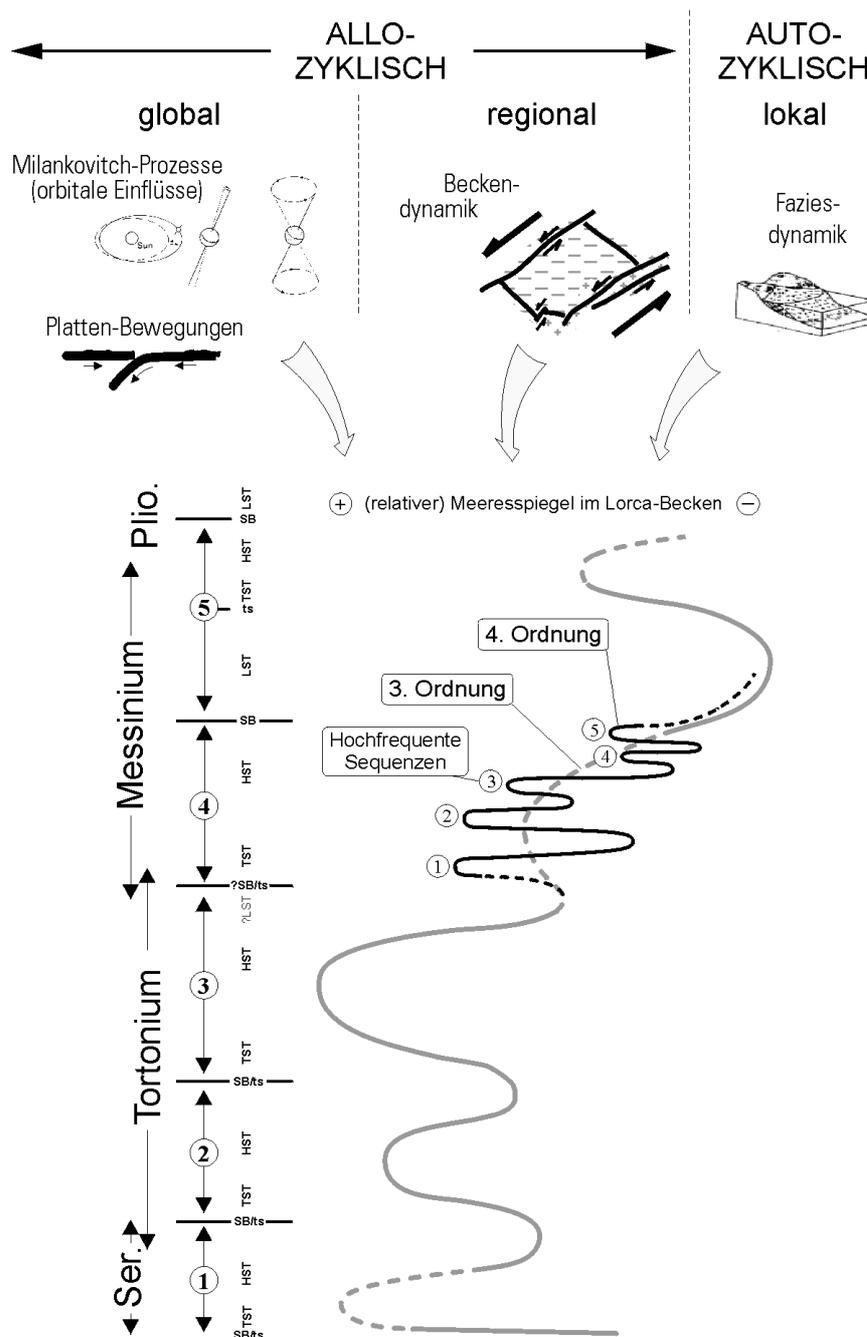


Abb.102: - Ablagerungssequenzen, System Trakte und relative Meeresspiegelschwankungen im Lorca-Becken. Nach sequenzstratigraphischen Modellvorstellungen können im Bereich dieser Größenordnungen unterschiedliche Steuerungsfaktoren in komplizierter Wechselwirkung auftreten.

Eine Abschätzung tektonischer Steuerungsfaktoren (v.a. Beckendynamik) ist ohne Berücksichtigung der lokalen Subsidenzentwicklung unzureichend. Eine für das Lorca-Becken bereits publizierte Subsidenzanalyse¹ (Cloething et al. 1992) kann weitgehend mit den eigenen Befunden nachvollzogen und somit bei der Diskussion berücksichtigt werden. Um auch regionale und globale Steuerungsfaktoren einzubeziehen, werden die Ergebnisse der Beckenanalyse mit der regionalen strukturellen Entwicklung der Betischen Kordillere (Montenat et al. 1987, Vissers et al. 1995, Docherty & Banda 1995, Zeck 1996) und mit eustatischen Meeresspiegelschwankungen (Haq et al. 1988) verglichen. Darüber hinaus erfolgt ein Vergleich mit veröffentlichten Meeresspiegelschwankungen für das Neogen SE-Spaniens (Michalzik 1994, 1997 u. Esteban 1996). Die Vergleiche sind in Abb.103 dargestellt.

Im Lorca-Becken lassen sich für den betrachteten Zeitraum (?oberstes Mittelmiozän - Obermiozän - unterstes Pliozän) **5 Ablagerungssequenzen** ausgliedern, die mit Meeresspiegelschwankungen begründet werden können. Unter Berücksichtigung der Unsicherheiten bei der zeitlichen Zuordnung der Meeresspiegelschwankungen können die 5 Ablagerungssequenzen -wenn auch nur im Hinblick auf die **Periodizität**- mit den „**depositional cycles**“ **TB 2.6 bis 3.4** (Hap et al. 1988) korreliert werden. Vorausgesetzt, die „depositional cycles“ unterliegen einer globalen Steuerung, kann auch für die Periodizität der 5 Ablagerungssequenzen von einer **eustatischen Steuerung** ausgegangen werden. Bei Betrachtung der **Amplituden** der Meeresspiegelschwankungen treten allerdings deutliche Unterschiede auf.

Die hier betrachtete Sedimentationsentwicklung setzt im obersten Mittelmiozän (verm. Serravallium) mit der Beckenbildung (infolge von Transtension) ein. Die dadurch bedingte Bildung mächtiger, z.T. grobklastischer, flachmariner „fan delta“-Ablagerungen (Soriana-Schichten) im Bereich entlang der großen Verwerfungssysteme zeigt auch ein transgressives Ereignis an. Es wird angenommen, daß zumindest der Beginn der 1.Ablagerungssequenz auf eine tektonische Steuerung (Beckenbildung) zurückzuführen ist. Innerhalb der Fächerablagerungen sind Progradations-/Retrogradations-Trends nur sehr undeutlich entwickelt, so daß eine sequenzstratigraphische Interpretation erst im Kontext der überlagernden Schichtfolge gelingt.

Innerhalb der 2.Ablagerungssequenz (unteres Tortonium) sind transgressive (v.a. Parilla-Kalkstein) und regressive Faziestrends (Villar-Schichten/Tiemblos-Schichten) relativ deutlich zu erkennen. Lediglich im Umfeld der Sierra de la Tercia ist durch das Aufkommen überwiegend klastischer Faziestypen und durch erhöhten terrigenen Eintrag ein synsedimentärer tektonischer Einfluß zu vermuten. Insgesamt wird die 2.Ablagerungssequenz auf eine eustatische Steuerung zurückgeführt.

Im oberen Tortonium ist die 3.Ablagerungssequenz -etwa im Vergleich zum „depositional cycle“ TB 3.2- durch einen relativ hohen Meeresspiegelstand gekennzeichnet. Dieser Unterschied zwischen den Amplituden relativer und eustatischer Meeresspiegelschwankungen läßt sich in diesem Fall vermutlich aus der lokalen Subsidenzentwicklung innerhalb des Lorca-Beckens ableiten. Große Absenkungsraten werden im entsprechenden Zeitraum entlang der Alhama de Murcia-Verwerfung erreicht und zeigen sich v.a. am Auftreten synsedimentärer Dehnungstektonik (Abb.91), an enormen Schichtmächtigkeiten und einem „Auf-fächern der Schichten“ in Richtung auf den Verwerfungsbereich sowie an der Entwicklung von „keep up reefs“ während der späten Hochstandsphase (Profil Alto de los Secaños, Abb.59). Erhöhte Subsidenzraten werden für das obere Tortonium auch in der Subsidenzanalyse von Cloething et al. (1992) angezeigt (Abb.103). Der Beginn der erhöhten Subsidenz ist in der Schichtfolge des Lorca-Beckens durch den Übergang Manilla-Kalkstein – Hondo-Mergel gekennzeichnet und dürfte zeitlich in etwa mit der Änderung der Einengungsrichtung zusammenfallen (Montenat et al.1987, Abb.4 u. 103).

Die weitaus größten Abweichungen in den Meeresspiegelständen bestehen im unteren Messinium zwischen der 4.Ablagerungssequenz und der „depositional sequence“ TB 3.3. Während die Amplitude der eustatischen Meeresspiegelschwankungen einen sehr hohen Wert erreicht, ist er innerhalb der 4.Ablagerungssequenz auffallend gering. Diese deutliche Abweichung zwischen den Amplituden relativer und eustatischer Meeresspiegelschwankungen steht vermutlich mit der regionalen tektonischen Entwicklung der Betischen Kordillere in Zusammenhang. So werden mit Beginn des Messiniums große Hebungsraten für die gesamte Betische Kordillere postuliert (u.a. Vissers et al. 1995, Docherty & Banda 1995, Zeck 1996). Hebung wird für das Messinium auch in der Subsidenzanalyse von Cloething et al. (1992) angezeigt (Abb.103). Aus den Befunden der eigenen Beckenanalyse kann dagegen keine Hebungstendenz abgeleitet werden. Vielmehr wird mit dem Auftreten synsedimentärer Abschiebungen im untersten Messinium Dehnungstektonik und damit Subsidenz belegt (Cautivos-Schichten, Abb.95). Dieser scheinbare Widerspruch läßt zunächst auf Unsicherheiten bei der zeitlichen Zuordnung der tektonischen Bewegungen schließen. Es wird allerdings zunehmend darauf hingewiesen, daß im Verlauf der Heraushebung der Betischen Kordillere durchaus zeitgleich entsprechend gegensätzliche Bewegungen (regional Hebung <> lokal Subsidenz) auftreten können („*paradox of an extensional basin forming at a site of colliding continents*“: aus Docherty & Banda 1995). Demnach ist vorstellbar, daß die Heraushebung der Betischen Kordillere einen

¹ nach der „backstripping“-Methode (u.a. Cloething 1992)

eustatischen Meeresspiegelanstieg im unteren Messinium kompensiert, während zeitgleiche lokale Subsidenzvorgänge innerhalb des Lorca-Beckens Akkomodationsraum schaffen.

Auch der auffallend gleichförmige zyklische Aufbau der 4. Ablagerungssequenz (5 Sedimentationszyklen 4. Ordnung) läßt sich als Folge komplexer tektonischer Bewegungsabläufe im Messinium erklären. Dementsprechend könnte die Subsidenzentwicklung innerhalb des Lorca-Beckens für das Auftreten beckenweit korrelierbarer Sedimentationszyklen 4. Ordnung verantwortlich gemacht werden. Sequenzstratigraphischen Modellvorstellungen zufolge können aber auch globale Steuerungsfaktoren Sedimentationszyklen 4. Ordnung erzeugen. Entsprechend ihrer Dauer und Mächtigkeit liegen die 5 Sedimentationszyklen im Bereich von Milankovitch-Zyklen (v.a. Exzentrizität). Vor dem Hintergrund komplexer tektonischer Bewegungsabläufe darf allerdings bezweifelt werden, daß sich die „Signale“ von Milankovitch-Prozessen steuernd auf den Sedimentationsverlauf auswirken.

Im oberen Messinium steht vermutlich auch die Evaporitbildung unter dem Einfluß der regionalen tektonischen Entwicklung. So kann angenommen werden, daß die Heraushebung der Betischen Kordillere in Kombination mit einem absinkenden eustatischen Meeresspiegel den regressiven Trend im Lorca-Becken beschleunigt. Hinweise auf eine derartige Entwicklung finden sich im Übergang **OPS – ES**. Im Beckenzentrum weist ein sandiger Kalkarenit unmittelbar unterhalb der Basis der Evaporite noch „normalmarine“ Ablagerungsbedingungen an. Der Umschlag zu hypersalinaren Bedingungen muß demnach -kontinuierliche Sedimentation im Beckenzentrum vorausgesetzt- relativ rasch erfolgt sein. Ein ähnlich deutlicher Wechsel zeigt sich am südwestlichen Beckenrand. Hier sind Riffkalke unmittelbar unterhalb der Nonihay-Schichten (Äquivalent der Evaporite) durch Retrogradation gekennzeichnet und weisen damit noch einen deutlich transgressiven Trend auf (Abb.94,C).

Im obersten Messinium führt ein transgressives Ereignis letztmalig zu mariner Sedimentation im Lorca-Becken (Postevaporitische Serie). Ablagerungen einer postevaporitischen transgressiven Phase sind auch aus anderen Neogen-Becken SE-Spaniens bekannt und werden unter der Bezeichnung „Terminal (Carbonate) Complex“ (Esteban 1979, 1996) dem Messinium zugerechnet. Die transgressive Phase der 5. Ablagerungssequenz kann mit der transgressiven Phase der „depositional sequence“ TB 3.4 korreliert werden. Der transgressive Trend ist im Lorca-Becken allerdings nur von kurzer Dauer, so daß vermutlich noch im Messinium (ev. im jüngsten Pliozän) die marine Sedimentation beendet wird.

Als Ursache für die schnelle Beendigung der transgressiven Phase wird die im Pliozän verstärkte Heraushebung der Betischen Kordillere angenommen (Cloething et al. 1992).

Publizierte Meeresspiegelschwankungen für das Neogen SE-Spaniens (Michalzik 1994, 1997, Esteban 1996) weichen z.T. deutlich von den eigenen Befunden ab. Im Bereich von Sedimentationszyklen 3. Ordnung gelingt zumindest für die Ablagerungssequenzen 2 und 5 eine Korrelation mit den Meeresspiegelschwankungen von Michalzik (1994, 1996). Eine Korrelation über höherfrequente Meeresspiegelschwankungen (z.B. Esteban 1996) gelingt dagegen nicht.

Die z.T. deutlichen Abweichungen können unterschiedliche Ursachen haben. Möglicherweise spielen becken-dynamische Steuerungsfaktoren eine weitaus größere Rolle, als dies aus den eigenen Untersuchungsergebnissen anzunehmen ist. Vor dem Hintergrund der Diskussion um die Gliederung der Schichtfolge des Neogen (Abb.5) lassen sich die Abweichungen der Meeresspiegelschwankungen aber auch auf Unsicherheiten bei der zeitlichen Zuordnung der Meeresspiegelschwankungen zurückführen.

Insgesamt fügen sich die Untersuchungsergebnisse gut in das von lokalen Subsidenzvorgängen, regionalen strukturellen Entwicklungen und eustatischen Meeresspiegelschwankungen geprägte Gesamtbild ein (Abb.103). Bezüglich der Diskussion um Zyklenhierarchie und Steuerungsfaktoren im Neogen Südspaniens läßt sich folgendes ableiten:

- Über Meeresspiegelschwankungen ist eine Korrelation von Ablagerungssequenzen im Lorca-Becken und globalen „depositional sequences“ (Haq et al. 1988) möglich. Für die Ablagerungssequenzen wird dementsprechend eine globale Steuerung angenommen. Eine ausschließlich regionaltektonisch gesteuerte Beckenentwicklung, wie sie von Montenat et al. (1987) für sämtliche Neogen-Becken Südspaniens angenommen wird, kann demnach für das Lorca-Becken nicht bestätigt werden.
- Mit anderen Neogen-Becken gelingt eine Korrelation von Sedimentationszyklen 3. Ordnung (Ablagerungssequenzen) nur teilweise. Daß daraus becken-dynamische Steuerungen abzuleiten sind, wird allerdings bezweifelt. Da die Gliederung der Schichtfolge des Neogen Südspaniens nach wie vor umstritten ist (Abb.5), ergeben sich sowohl bei der Ausgliederung als auch bei der zeitlichen Zuordnung von Ablagerungssequenzen zwangsläufig Differenzen.
- Tektonische Bewegungen haben zeitweise großen Einfluß auf die Meeresspiegelschwankungen im Lorca-Becken. So läßt sich ein relativ hoher Meeresspiegelstand im oberen Tortonium auf erhöhte Subsidenz innerhalb des Lorca-Beckens zurückführen (Cloething et al. 1992). Ein relativ niedriger

Meeresspiegelstand im Messinium und ein vergleichsweise frühes Ende mariner Sedimentation im höchsten Messinium wird dagegen als Folge der Heraushebung der gesamten Betischen Kordillere angesehen. Als Steuerung beckenweit korrelierbarer Sedimentationszyklen 4. Ordnung (Hochfrequente Sequenzen) im unteren Messinium werden in erster Linie gegenläufige tektonische Bewegungen angenommen (Heraushebung der Betischen Kordillere und zeitgleich Subsidenz innerhalb des Lorca-Beckens).

- Die Annahme einer hochfrequenten (4. und höhere Ordnung) eustatischen Steuerung, wie sie in Abb.6 sogar für Zyklen 5. und höherer Ordnung angenommen wird (u.a. Pomar & Ward 1994, Martin et al. 1996, Cummingham et al. 1997) kann mit den eigenen Untersuchungsergebnissen größtenteils nicht nachvollzogen werden. Im Lorca-Becken sind -vom unteren Messinium abgesehen- Zyklen 4. und höherer Ordnung nur begrenzt ausgliederbar, ihr Auftreten wird überwiegend auf becken-dynamische (Subsidenz) oder lokale, faziesdynamische Prozesse zurückgeführt (z.B. laterale Migration von Delta-loben, Schwankungen des terrigenen Eintrags). Lediglich für die im unteren Messinium beckenweit korrelierbaren Sedimentationszyklen 4. Ordnung (Parasequenzen bzw. Hochfrequente Sequenzen) kann -wenn auch erst in zweiter Linie (s.o.)- eine eustatische Steuerung angenommen werden.

IV. LITERATURVERZEICHNIS

- Beek, P.A. van der & Cloething, S. (1992): Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). - *Tectonophysics*, 203: 325-344. Amsterdam.
- Benali, S., Schreiber, B.C., Helman, M.L., & Philip, R.P. (1995): Characterization of Organic Matter from a Restricted/Evaporative Sedimentary Environment: Late Miocene of Lorca Basin, Southeastern Spain. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 79(6): 816-830. Tulsa.
- Betzler, C., Brachert, T.C., Braga, J.-C. & Martin, J.M. (1997): Nearshore, temperate, carbonate depositional systems (lower Tortonian, Agua Amarga Basin, southern Spain): implications for carbonate sequence stratigraphy. - *Sedimentary Geology*, 113: 27-53. Amsterdam.
- Bhattacharya, J.P. & Walker, R.G. (1992): Deltas. - In: Walker, R.G. & James, N.P. [eds.]: *Facies models: response to sea level change*: 157-178. (Geol. Assoc. of Canada, Publ.) Stittsville/Ontario.
- Biermann, C. (1995): The Betic Cordilleras (SE Spain). Anatomy of a dualistic collision-type orogenic belt. - *Geologie en Mijnbouw*, 74: 167-182.
- Boccaletti, M., Papani, G., Gelati, R., Rodriguez-Fernandez, J., Lopez Garrido, A. & Sanz de Galdeano, C. (1987): Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. - *Acta Natur. Ateneo Parmense*, 23: 179-200.
- Bode, G. (1994): Geologische Kartierung in der nordöstlichen Umgebung von San Julian (Provinz Murcia/ SE Spanien). - *Dipl.-Kartierung Univ. Hannover*, 43 S. [unveröff.]
- Bousquet, J.C. & Philip, H. (1976): Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères bétique orientales (Espagne méridionale - Arc de Gibraltar. - *Bull. Soc. Géol. France*, 7(3):711-724. Paris.
- Bousquet, J.C. (1979): Quaternary strike slip faults in south-eastern Spain. - *Tectonophysics*, 52: 277-286. Amsterdam.
- Braga, J.C. & Martin, J.M. (1988): Neogene coralline-algal growth forms and their palaeoenvironments in the Almanzora river Valley (Almeria, S.E. Spain). - *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 67: 285-303. Amsterdam.
- Burst, J.F. (1965): Subaqueous shrinkage cracks in clay. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 35: 348-353. Tulsa.
- Busson, G. (1990): Le Messinien de la Méditerranée....vingt ans après. - *Geol. de la France*, 1990(3-4): 3-58.
- Cloething, S. (1986): Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for relative fluctuations of sea level. - *Geology*, 14: 617-620. Boulder/Colorado.
- Cloething, S., Beek, P.A. van der, Rees, D. van, Roep, Th.B., Biermann, C. & Stephenson, R.A. (1992): Flexural Interaction and the Dynamics of Neogene Extensional Basin Formation in the Alboran-Betic Region. - *Geo-Marine Letters*, 12: 66-75. New York.
- Cunningham, K.J., Benson, R.H., Rakic-El Bied, K. & McKenna, L.W. (1997): Eustatic implications of late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco. - *Sedimentary Geology*, 107: 147-165. Amsterdam.
- Dietz, R.S. & Woodhouse, M. (1988): Mediterranean theory may be all wet. - *Geotimes*, 33(5): S.4. Alexandria/Virginia.
- Dittert, N. (1993): Petrographie und Faziesentwicklung der neogenen Sedimente in der Umgebung von Aledo (Becken von Lorca, Provinz Murcia, SE-Spanien). - *Dipl.-Arbeit Univ. Hannover*, 67 S. [unveröff.]
- Dittert, N., Schrader, S., Skowronek, A., Wrobel, F. & Michalzik, D. (1994): Sedimentationszyklen im Messinium des Lorca-Beckens (SE-Spanien). - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1993(7/8): 841-851. Stuttgart.

- Docherty, C. & Banda, E. (1995): Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of subcrustal lithosphere - *Tectonics* 14(4): 804-818. Alexandria/Virginia.
- Egeler, C.G. (1964): On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). - *Geologische Rundschau*, 53: 260-269. Stuttgart.
- Einsele, G. (1992): *Sedimentary basins*. - 628 S. Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- Esteban, M. (1979): Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 29: 169-188. Amsterdam.
- Esteban, M. (1996): An Overview of Miocene Reefs from Mediterranean Areas: General Trends and Facies Models. - In: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C. & Rouchy, J.M. [eds.]: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions*: 3-53. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* 5. Tulsa.
- Esteban, M., Braga, J.C., Martin, J. & Santisteban, C. de (1996): Western Mediterranean Reef Complexes: - In: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C. & Rouchy, J.M. [eds.]: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions*: 55-72. *Soc. econ. Paleont. Mineral., Concepts in Sedimentology and Paleontology* 5. Tulsa.
- Fabricius, F.H., Braue, K., Funk, G., Hieke, W., & Schmolin, J. (1985): Plio-Quaternary sedimentation and tectonics in the Ionian area: clues to the recent evolution of the Mediterranean. - In: Stanley, D.J., & Wezel, F.C. [eds.]: *Geological evolution of the Mediterranean Basin*: 293-305. Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- Fallot, P. (1948): *Les Cordillères Bétique*. - *Estud. geol.*, 4: 83-172. Barcelona.
- Feldmann, M. & McKenzie, J. (1997): Messinian stromatolite-thrombolite associations, Santa Pola, SE Spain: an analogue for the Palaeozoic? - *Sedimentology*, 44: 893-914. Amsterdam.
- Field, M.E. & Gardner, J.V. (1991): Valencia gorge: possible Messinian refill channel for the western Mediterranean Sea. - *Geology*, 19: 1129-1132. Boulder/Colorado.
- Füchtbauer, H. [Hrsg.](1988): *Sediment-Petrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine*. - 1142 S. Stuttgart (Schweizerbart).
- García-Veigas, J., Rosell, L., Utrilla, R. & Orti, F. (1990): Aportaciones geoquímicas al conocimiento de las evaporitas messinienses: cuencas de Palma (Mallorca), San Miguel de Salinas (Alicante) y Lorca (Murcia). - In: Orti, F. & Salvany, J.M. [eds.]: *Formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*: 257-266. (Enresa).
- García-Veigas, J., Orti, F., Rosell, L. & Inglès, M. (1994): Caracterización petrológica y geoquímica de la Unidad Salina messiniense de la cuenca de Lorca (sondeos S4 y S5). - *Geogaceta*, 15: 78-81.
- Geel, T. (1976): Messinian Gypsiferous Deposits of the Lorca Basin (Province of Murcia, SE Spain). - *Mem. Soc. Geol. Ital*, 16: 369-385. Rom.
- Guillén Mondéjar, F. (1994): *La Evolución espacio-temporal de la cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos*. - Tesis Doctoral; Universidad de Murcia. 395 S. [unveröff.]
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. - In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, G.St.C. [eds.]: *Sea-level changes: an integrated approach*: 71-108. *Soc. econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 42. Tulsa.
- Hartmann, M. (1995): *Geologische Kartierung der südlichen Umgebung von El Consejero und mikrofazielle Untersuchungen an Kalksteinen des Miozäns (Provinz Murcia, SE-Spanien)*. - Dipl.-Arbeit Univ. Hannover, 90 S. [unveröff.]
- Hauschke, N. (1989): Steinsalzkristallmarken - Begriff, Deutung und Bedeutung für das Playa-Playasee-Fazies-modell. - *Z. dt. geol. Ges.*, 140: 355-369. Hannover.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., & Ryan, W.B.F. (1973): The origin of the Mediterranean evaporites. - In: Ryan, W.B.F. et al. [eds.]: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13: 1203-1231. Washington.

- Hsü, K.J., Montadert, L. et al. (1978): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42. - 1249 S. Washington.
- Hsü, K.J. (1984): Das Mittelmeer war eine Wüste. - 200 S. (Harnack).
- Hsü, K.J. (1988): Mediterranean model: posterity will judge. - *Geotimes*, 33(8): S.5. Alexandria/Virginia.
- IGME (1982): Ampliación de pizarras bituminosas en la zona de Lorca (Murcia)(Fase II). Inscripciones n. Lorca 134 (Murcia) y Lorca biz 155 (Murcia). - 116 S. Madrid.
- James, N.P. (1984): Shallowing - Upward Sequences in Carbonates. - In: Walker, R.G. [ed.]: *Facies models*, 2. edition: 213-228. Geosci. Canada, Repr. Ser., 1.
- James, N.P. & Kendall, A.C. (1992): Introduction to carbonate and evaporite facies models. - In: Walker, R.G. & James, N.P. [eds.]: *Facies models: response to sea level change*: 265-276. (Geol. Assoc. of Canada, Publ.) Stittsville/Ontario.
- James, N.P. & Bourque, P.-A. (1992): Reefs and mounds. - In: Walker, R.G. & James, N.P. [eds.]: *Facies models: response to sea level change*: 323-348. (Geol. Assoc. of Canada, Publ.) Stittsville/Ontario.
- Jeschke, W. (1981): *Der letzte Tag der Schöpfung*. - 304 S. München (Nymphenburger).
- Jones, B. & Desrochers, A. (1992): Shallow platform carbonates. - In: Walker, R.G. & James, N.P. [eds.]: *Facies models: response to sea level change*: 277-302. (Geol. Assoc. of Canada, Publ.) Stittsville/Ontario.
- Jurkschat, T. (1995a): Geologische Kartierung der nördlichen Umgebung der Stadt Lorca (Provinz Murcia, SE-Spanien). - *Dipl.-Kartierung Univ. Hannover*, 40 S. [unveröff.]
- Jurkschat, T. (1995b): Paläoökologische und biostratigraphische Untersuchungen an Diatomeen aus dem obersten Miozän des Lorca-Beckens (Provinz Murcia, SE-Spanien). - *Dipl.-Arbeit Univ. Hannover*, 62 S. [unveröff.]
- Kampschuur, W., Langenberg, C. W., Espeja, J. A., Crespo, A. & Pigna-Telli, R. (1972): Mapa Geológico de España, E.1:50000, Explicación de la Hoya No.(953) 25-38 (Lorca): 43 S. Madrid.
- Kastens, K.A., Mascle, J. et al. [eds.](1990): *Proc. ODP, Sci. Results*, 107. - 772 S.
- Kendall, A.C. (1992): Evaporites. - In: Walker, R.G. & James, N.P. [eds.]: *Facies models: response to sea level change*: 375-409. (Geol. Assoc. of Canada, Publ.) Stittsville/Ontario.
- Kendall, A.C. & Harwood, G.M. (1996): Marine evaporites: arid shorelines and basins. - In: Reading, H.G. [ed.]: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: 281-324. Blackwell Science Oxford.
- Kennard, J. & James, N.P. (1986): Thrombolites and stromatolites: Two distinct types of microbial structures. - *Palaos*, 1: 492-503. Tulsa.
- Larouzière, F.D. de, Montenat, C., Ott D'Estevou, P. & Griveau, P. (1987): Evolution simultanée de bassins néogènes en compression et en extension dans un couloir de décrochement: Hinojar et Mazarrón (Sud-Est de l'Espagne). - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 11: 23-38. Pau.
- Larouzière, F.D. de, Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C. & Ott D'Esteveau, P. (1988): The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. - *Tectonophysics*, 152: 41-52. Amsterdam.
- Mancheño Jiménez, M.A., Fernández Tapia, M.T., Guillén Mondéjar, F., Arana, R. & López-Aguayo, F. (1992): An introduction to the clay mineralogy of the Lorca Basin (Murcia, Spain). - *Miner. Petrogr. Acta*, 35: 89-97.
- Martin, J.M. & Braga, J.C. (1989): Algae in the Nijar Messinian coral reef (Almeria, SE Spain). - In: Braga, J.C. & Martin, J.M. [eds.]: *Algae in reefs. Field trip guidebook*, Depart. Estrat. Pal. Univ. Granada: 45-57.
- Martin, J.M. & Braga, J.C. (1994): Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. - *Sedimentary Geology*, 90: 257-268. Amsterdam.

- Martin, J.M., Braga, J.C., Betzler, C. & Brachert, T. (1996): Sedimentary model and high-frequency cyclicity in a Mediterranean, shallow-shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga Basin, Southern Spain). - *Sedimentology*, 43: 236-277. Amsterdam.
- Mäkel, H.G. (1985): The geology of the Malaguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen (southern Spain and northern Morocco). - *GUA Pap. Geol.*, 22: 263 S. Amsterdam.
- Meier, D. (1993): Abschiebungen: Geometrie und Entwicklung von Störungen im Extensionsregime. - 142 S. Stuttgart (Enke).
- Metzger, C. (1996): Geologische Kartierung der nordwestlichen Umgebung der Sierra de la Tercia und das Neogen nordwestlich der Sierra de la Tercia einschließlich der Cuesta-Formation des Tortoniums (Provinz Murcia / SE-Spanien). - Dipl.-Arbeit Univ. Hannover, 98 S. [unveröff.]
- Michalzik, D., Elbracht, J., Mauthe, F., Reinhold, C. & Schneider, B. (1993): Messinian facies relations in the San Miguel de Salinas Basin, SE-Spain. - *Z. dt. geol. Ges.*, 144: 352-269. Hannover.
- Michalzik, D. (1994): Faziesinterpretation und Sequenzanalyse in Evaporiten und Karbonatgesteinen des Messiniums SE-Spaniens. - *Habil. Univ. Hannover*, 140 S. [unveröff.]
- Michalzik, D. (1996): Lithofacies, diagenetic spectra and sedimentary cycles of Messinian (Late Miocene) evaporites in SE Spain. - *Sedimentary Geology*, 106: 203-222. Amsterdam.
- Michalzik, D. (1997): Sedimentationszyklen im Messinium (Tertiär, Ober-Miozän) SE-Spaniens. - *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 203(1): 89-143. Stuttgart.
- Mitchum, R.M. & Van Wagoner, J.C. (1991): High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency cycles. - *Sedimentary Geology*, 70: 131-160. Amsterdam.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. & Masse, P. (1987): Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 11(1): 1-22. Pau.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. & Delort, T. (1990a): Le Bassin de Lorca. - *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 261-280. Paris.
- Montenat, C., Masse, P., Coppier, G. & Ott D'Estevou, P. (1990b): The sequence of deformations in the Betic shear zone (S.E. Spain). - *Annales tectonicæ*, 4(2): 96-103. Florenz.
- Müller, D.W. (1986): Die Salinitätskrise im Messinian (spätes Miozän) der Becken von Fortuna und Sorbas (Südost-Spanien). - *Diss. ETH Zürich*: 183 S.
- Müller, D.W. & Hsü, K.J. (1987): Event stratigraphy and paleogeography in the Fortuna Basin (southeast Spain): a scenario for the Messinian salinity crisis. - *Paleoceanography*, 2: 679-696. Washington.
- Nemec, W. (1990a): Deltas - remarks on terminology and classification. - *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 10:3-12.
- Nemec, W. (1990b): Aspects of sediment movement on steep delta slopes. - *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 10: 29-73.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature [NACSN](1983): North American Stratigraphic Code. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 67: 841-875. Tulsa.
- Orti, F. (1990): Introducción a las evaporitas de la Cuenca de Lorca. - In: Orti, F. & Salvany, J.M. [eds.]: *Formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*: 251-256. (Enresa).
- Orti, F., García-Veigas, J., Rosell, L., Rouchy, J.M., Inglès, M., Gimeno, D., Kasprzyk, A. & Playà, E. (1993): Correlación litoestratigráfica de las evaporitas messinienses en las cuencas de Lorca y Fortuna (Murcia). - *Geogaceta*, 14: 98-101.

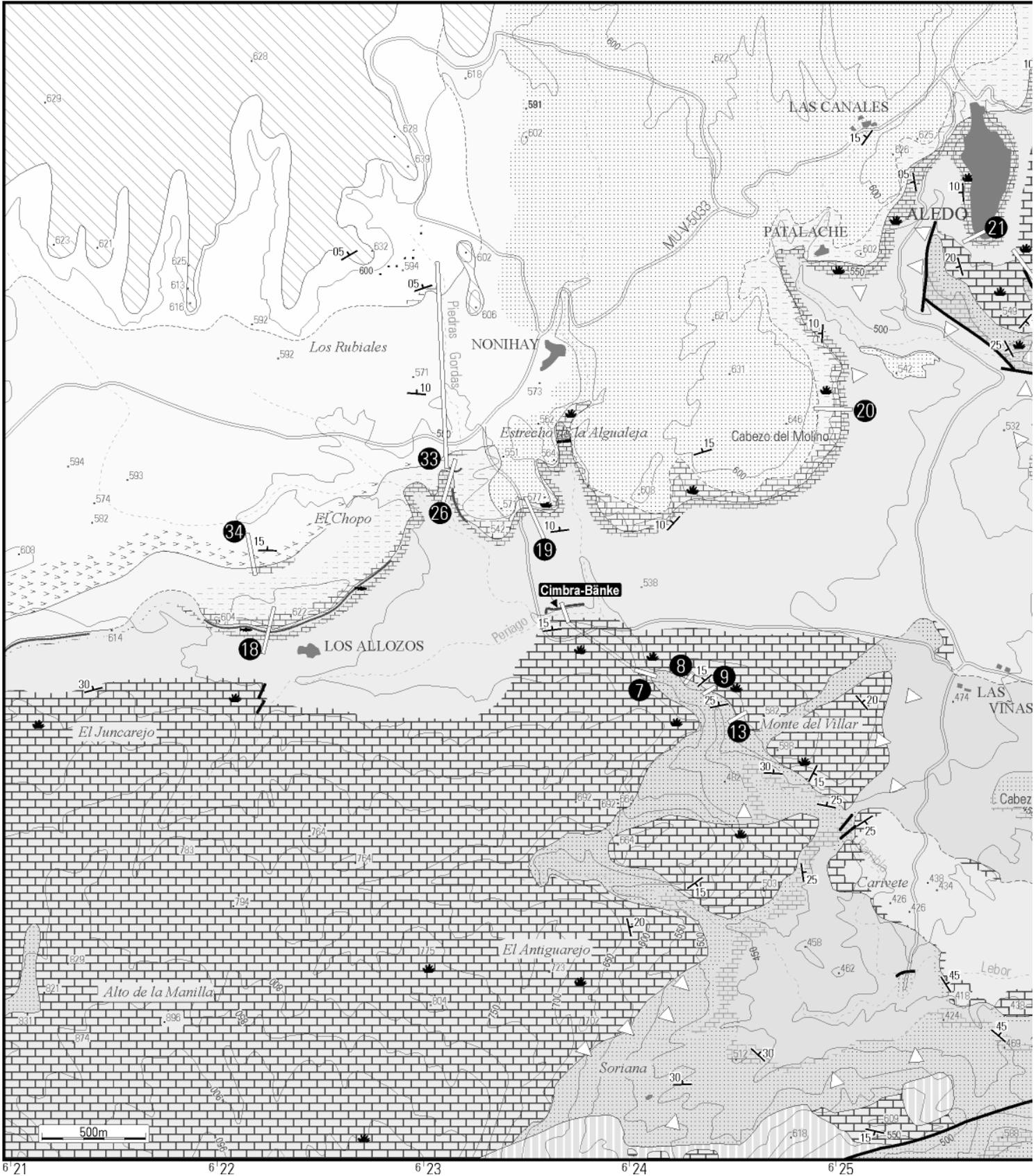
- Pérez Lorente, F., Rodríguez Estrella, T., Serrano, F., Mancheño, M.A., Guillén Mondéjar, F., Arana, R., López-Aguayo, F. & Fernández Tapia, M.T. (1992): Contribución a la bioestratigrafía neogena de la cuenca de Lorca (Murcia). - III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, 1: 185-190. Salamanca.
- Permanyer, A., Baranger, R. & Lugardon, B.(1994): Oil shale characterization in Messinian pre-evaporitic sediments from the Lorca Basin (south-east Spain). - Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 18: 135-149. Pau.
- Pomar, L. & Ward, W.C. (1994): Response of a late Miocene Mediterranean reef platform to high-frequency eustasy. - *Geology*, 22: 131-134. Boulder/Colorado.
- Postma, G. (1990): Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. - *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 10: 13-27.
- Pratt, B.R. (1998): Syneresis cracks: subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering. - *Sedimentary Geology*, 117: 1-10. Amsterdam.
- Reading, H.G. (1982): Sedimentary basins and global tectonics. - *Proc. Geol. Ass.*, 93: 321-350.
- Reading, H.G. [ed.](1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. - 688 S. Blackwell Science Oxford.
- Reading, H.G. & Collinson, J.D. (1996): Clastic coasts. - In: Reading, H.G. [ed.]: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. - 688 S. Blackwell Science Oxford.
- Revelle, R. [ed.](1990): *Sea level change*. - National Research Council, Studies in Geophysics, Washington, D.C., National Academic Press: 234 S.
- Riding, R. (1991): Classification of microbial carbonates. - In: Riding, R. [ed.]: *Calcareous algae and stromatolites*: 21-51. Berlin (Springer).
- Riding, R., Braga, J.C., Martin, J.M. & Sánchez-Almazo, I.M. (1998): Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. - *Marine Geology*, 146: 1-20. Amsterdam.
- Rodríguez Estrella, T., Mancheño, M.A., Guillén Mondéjar, F., López-Aguayo, F., Arana, R., Fernández Tapia, M.T. & Serrano, F. (1992): Tectónica y sedimentación neogena en la cuenca de Lorca (Murcia). - III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, 1: 201-206. Salamanca.
- Rouchy, J.M. (1982): La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. - *Mus. natl. Hist. Nat., Mem.*, 50: 267 S.
- Rouchy, J.M., Taberner, C., Blanc-Valleron, M.M., Sprovieri, R., Russel, M., Pierre, C., Di Stefano, E., Pueyo, J.J., Caruso, A., Dinarès-Turell, J., Gomis-Coll, E., Cespuglio, G., Ditchfield, P., Grimalt, J., Pestrea, S., Combourieu-Nebout, N., & Santisteban, C. (1998): Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) in the Messinian. - *Sedimentary Geology*, 121: 23-55. Amsterdam.
- Ruckmick, J.C., Wimberly, B.H. & Edwards, A.F. (1979): Classification and genesis of biogenic sulfur deposits. - *Econ. Geol.*, 74: 469-474.
- Russel, M., Grimalt, J.O., Hartgers, W.A., Taberner, C. & Rouchy, J.M. (1997): Bacterial and algal markers in sedimentary organic matter deposited under natural sulphurization conditions (Lorca Basin, Murcia, Spain). - *Org. Geochem.*, 26(9,10): 605-625. Amsterdam.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. - *Tectonophysics*, 172: 107-119. Amsterdam.
- Sanz de Galdeano, C. & Vera, J.A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. - *Acta Geologica Hispanica*, 26 (3-4): 205-227.
- Sanz de Galdeano, C. & Vera, J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. - *Basin Research* 4: 21-36. Den Haag.
- Schmid, D.U. (1996): Marine Mikrobolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. - *Profil*, 9: 101-251.

- Skowronek, A. (1993): Mikrofazielle Untersuchungen an Gipsen und Kalken des Messiniums in der nordstlichen Sierra de la Tercia. - Dipl.-Arbeit Univ. Hannover, 99 S. [unveröff.]
- Steffahn, J. (1995): Geologische Kartierung der nordöstlichen Umgebung der Stadt Lorca und Untersuchungen an Foraminiferen der obermiozänen Serrata-Formation im Lorca-Becken (Provinz Murcia / SE-Spanien). - Dipl.-Arbeit Univ. Hannover, 94 S. [unveröff.]
- Taberner, C., Ayora, C., Pueyo, J.J., Cendón, D. & García-Veigas, J. (1997): The geochemical evolution of Tertiary marine evaporite basins. - *Gaea heidelbergensis*, 3: S. 332. 18th Regional European Meeting of Sedimentology, IAS. Heidelberg.
- Taberner, C., Rouchy, J.M., Russel, M., Pueyo, J.J., Blanc-Valleron, M.M., Sprovieri, R., Pierre, C., Di Stefano, E., Grimalt, J., Wolff, G., Dinarès-Turell, J., Gomis-Coll, E., Caruso, A., Cespuglio, G., Santisteban, C., Pestrea, S., Combourieu-Nebout, N. (1998): Sedimentary and diagenetic processes related to organic-rich and evaporite deposits in marine to restricted continental environments, Lorca Basin, SE Spain. - 15th Int. Sediment. Congr., IAS, field trip guidebook: 67-108. Alicante.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. & Perezcruz, C. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. - In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. [eds]: *Cycles and events in stratigraphy*: 617-660. Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- Vera, J.A. (1983): La Cordillera Bética: Las zonas externas - *Geología de España*. - Libro Jubiliar J. M. Rios, II: 218-251.
- Vissers, R.L.M., Platt, J.P. & Wal, D. van der (1995): Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. - *Tectonics*, 14(4): 786-803.
- Walker, R.G. (1990): Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(5): 777-786. Tulsa.
- Walker, R.G. & James, N.P. [eds.] (1992): *Facies models: response to sea level change*. – Geol. Assoc. of Canada, Publ. 409 S. Stittsville/Ontario.
- Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, G.St.C. [eds.](1988): *Sea-level changes: an integrated approach*. - Soc. econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42: 407 S. Tulsa.
- Weijermars, R. (1991): Geology and tectonics of the Betic Zone, SE Spain. - *Earth-Science Rev.*, 31: 153-236. Amsterdam.
- Wright, V.P. (1992): A revised classification of limestones. - *Sedimentary Geology*, 76: 177-185. Amsterdam.
- Wrobel, F. (1993): Das Neogen in der nordwestlichen Umgebung von Totana (Provinz Murcia, SE Spanien). - Dipl.-Arbeit Univ. Hannover, 76 S. [unveröff.]
- Wrobel, F & Michalzik, D. (1998): Late Miocene pre-evaporitic carbonate-siliciclastic depositional cycles in the Lorca Basin, SE Spain. - 15th Int. Sediment. Congr. IAS, abstracts: 829. Alicante.
- Zeck, H.P. (1996): Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. - *Tectonophysics*, 254: 1-16. Amsterdam.

Geologische Karte der südwestlichen Umgebung von Aledo; E-Lorca-Becken

auf der Grundlage der "Mapa Topográfico Nacional de España 1:25.000 Lorca 953-II (50-75)"

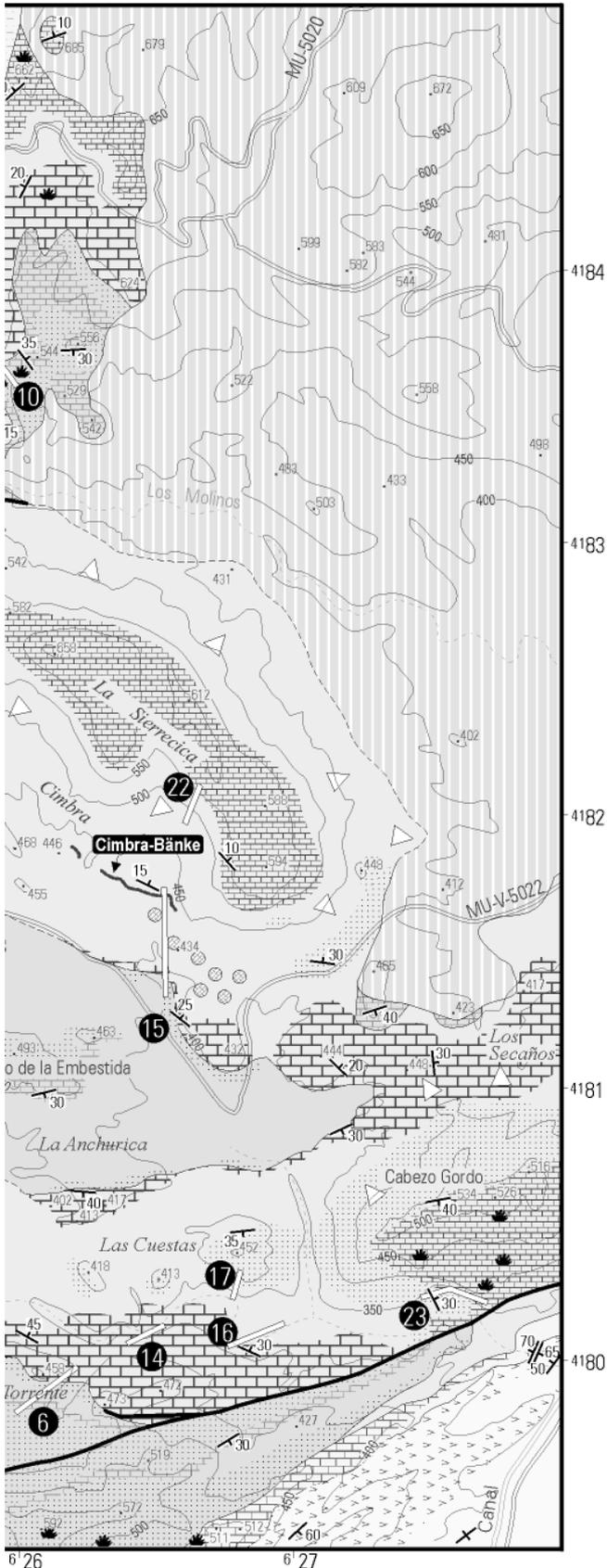
1:25.000



Anlage 1

Frank Wrobel, 1999

Legende (auch für Anlage 2 u. 3):



POST-NEOGEN



POST-EVAPORITISCHE SERIE (POS)

El Prado-Fm

Laminated-pelite-Member / Caravaca-Schichten



EVAPORITISCHE SERIE (ES)

Serrata-Fm

Gypsum-Member



Nonihay-Schichten



OBERE PRÄEVAPORITISCHE SERIE (OPS)

Varied-Member



Cautivos-Schichten



MITTLERE PRÄEVAPORITISCHE SERIE (MPS)

Hondo-Fm

Aledo-Schichten



Rufetes-Schichten



Hondo-Mergel



Manilla-Kalkstein



UNTERE PRÄEVAPORITISCHE SERIE (UPS)

Parilla-Fm

Villar-Schichten / Tiemblos-Schichten



Jarales-Mergel



Parilla-Kalkstein



Soriana-Fm

Ortillo-Schichten



Soriana-Schichten



EXTERNES BETIKUM (SUBBETIKUM)



INTERNES BETIKUM



Serienegrenze / - vermutet



Hangschutt / Abschlämmmassen



Verwerfung



Korallenriffbildungen



Schichtlagerung



Fischeklette



saigere Schichtlagerung



Kalkkonkretionen



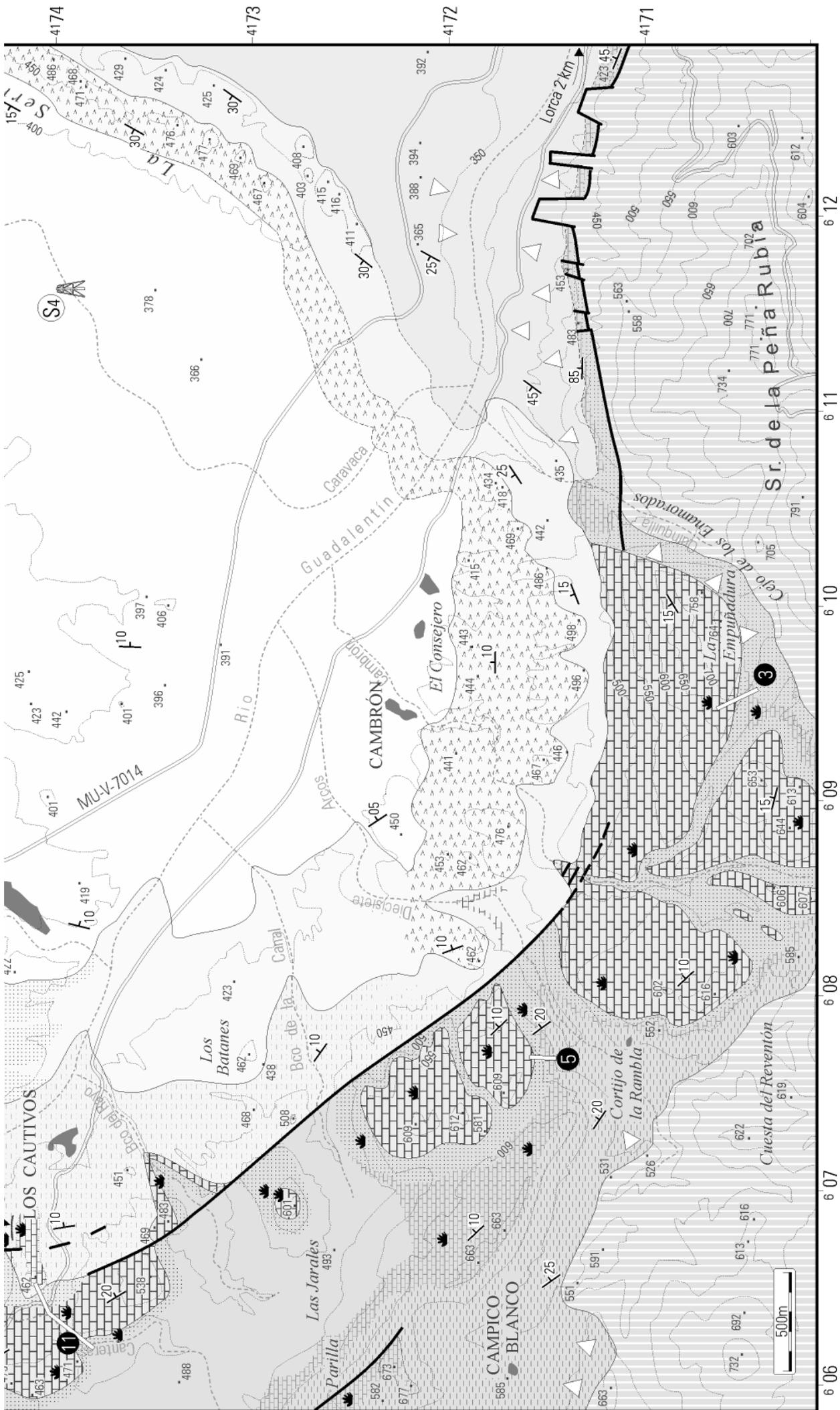
Profilaufnahme-Lokalität



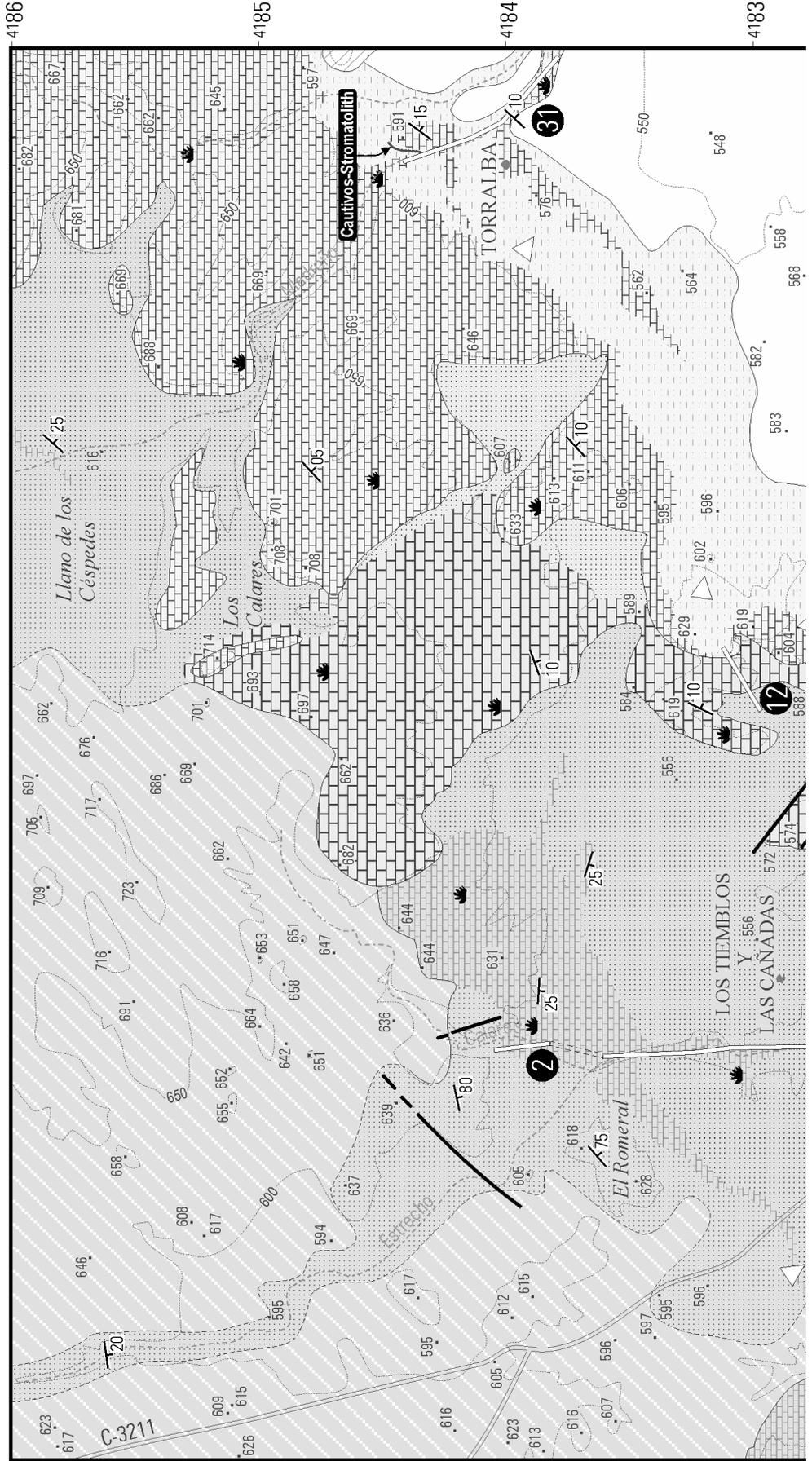
Leithorizonte (Sandstein / Stromatolith)

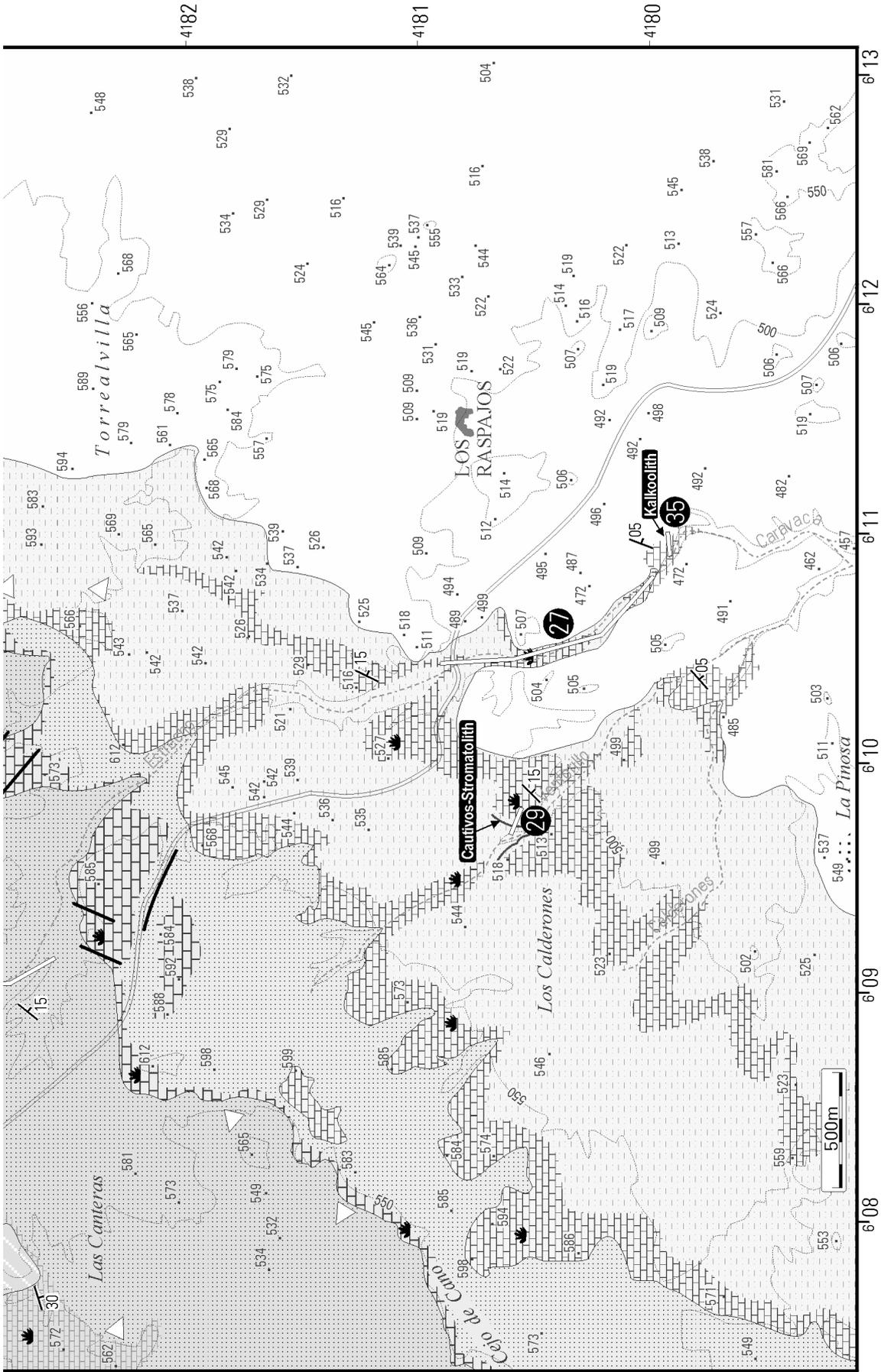


Bohrung (siehe Anlage 2)



Anlage 3 Geologische Karte der Umgebung von Los Raspajos; NW-Lorca-Becken
auf der Grundlage der "Mapa Topográfico Nacional de España 1:25.000 Torrealvilla 953-I (49-75)"
1:25.000 Frank Wrobel, 1999



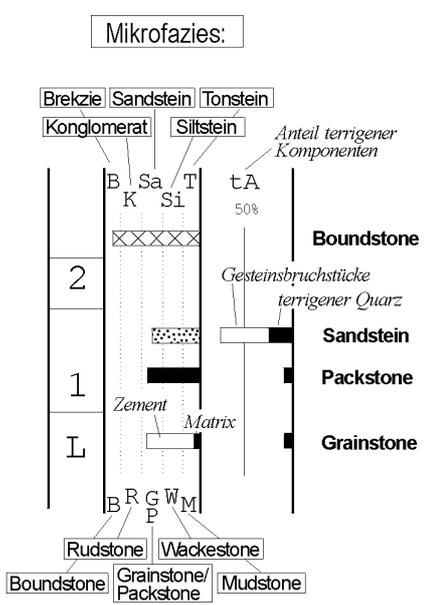


ANLAGE 4: Legende für Profildarstellungen

Bezeichnung :	
AS	Allostratigraphische Einheit
LS	Lithostratigraphische Einheit
Fz	Fazieszone
F	Farbe
Nr	Schichtnummer
Mf	Mikrofaziestyp
tA	terrigenere Anteil
L	Liegendes
H	Hangendes
ca. 5°	Winkeldiskordanz

Gefüge u. Komponenten :	
	Paläocaliche
	Stromatolith
	Oolith
	Gips
	Diatomit
	Korallenriffe
	Mergel
	Kalkstein
	Silt- bis Sandstein
	Konglomerat

Farbe (meist kombiniert):	
br	braun
gr	grau
g	gelb
r	rot
w	weiß
dk	dunkel
h	hell



	Bioturbation / Bohrung		Rotalgen
	Feinschichtung		Bryozoen
	Fenstergefüge ("birds eyes")		benth. Foraminiferen
	Konglomeratlage / -rinne		plankt. Foraminiferen
	Sohlmarke		Ostrakoden
	Belastungsmarke / "ball & pillow"		Dasycladaceen
	Rippelmarken		Charophyceen
	Schrägschichtung		Glaukonit
	Schrumpfriß		Peloide
	"Fining upward"-Trend		Ooide
	Calichebildungen		Intraklasten
	Riffkalk-Blöcke		karbonatische Extraklasten
	Fischskelette / -schuppen		Gesteinsbruchstücke und Quarz
	Echinodermen		Dolomithomboeder
	Korallen		auth. Quarz
	Bioklasten (allg.)		Pyritaggregate
	Steinkerne		Gips allg.
	Austern		Gipsarenit
	Gastropoden		Selenit-Gips
	Balaniden		Kalzitpseudomorphosen nach Gips
	Bivalven		Wurzelröhren
	Brachiopoden		Pflanzenhäcksel
	Serpeln		