

Helmut Keupp und Spyridon Bellas

Zur Paläontologie der Jungtertiär-Becken in NW-Kreta (Prov. Chania, Griechenland)

Zusammenfassung

Die Etablierung einer bis heute aktiven und sich durch einen *rollback*-Mechanismus nach S verlagernden Subduktionszone im S und SW Kretas vor ca. 12 Millionen Jahren führt zu einer Ausdünnung der über ihr im sogenannten *backarc* gelegenen Erdkruste. Sie wird in ein kleinsträumiges System von Horst- und Grabenstrukturen zerlegt. Eine wiederholte Überflutung dieser seit dem Ober-Miozän aktiven Bruchstrukturen führt zu einer Abfolge von Meeresbecken und Schwellen, die eine engräumige laterale und vertikale Differenzierung der Sedimente zur Folge hat. Mit Hilfe der eingeschlossenen, in ihrer artlichen Vergesellschaftung deutlich von den jeweiligen Bedingungen des differenzierten Lebensraumes abhängigen (= faziesabhängigen) Fossilien kann die wechselhafte Geschichte dieser durch häufige Erdbeben erschütterten Region rekonstruiert werden.



Abb. 1: Blick nach Norden entlang der Westküste Kretas (Bucht von Livadi), die sich in historischer Zeit um mehr als 6 m gehoben hat, so daß die antiken Hafenanlagen von Falassarna am Südfuß des steil ins Meer abfallenden Bergmassivs heute trocken liegen.

Einführung

Die Insel Kreta ist die tektonisch aktivste Region Europas, in der sich Spannungen der Erdkruste durch zahlreiche Erdbeben entladen. So wurde zum Beispiel die Westküste Kretas während des verheerenden Bebens vom 21. Juli des Jahres 365 um mehr als 6 m gehoben (KELLETTAT 1994), so daß die antike Hafenanlage von Falassarna über Nacht trockenfiel (Abb.1).

Um diese Phänomene zu verstehen, müssen wir einen kurzen Exkurs in die erdgeschichtliche Entwicklung Kretas unternehmen. Kreta ist als ein tektonischer Horst Bestandteil eines Inselbogen-Systems, das die alpidischen Gebirge Griechenlands, die Helleniden, mit den Tauriden in Kleinasien verbindet. Die Bildung der hellenischen Deckengebirge wurde, wie auch die annähernd zeitgleiche Faltung der Alpen, durch die Annäherung von Afrika und Europa ausgelöst. Dabei wurde im Bereich der heutigen Ägäis, weit im Norden von Kreta, ein Teil des großen Ost-West-gerichteten Tethysozeans subduziert. Durch diese Einengung wurden die ursprünglich in nebeneinander liegenden Becken beziehungsweise auf Schwellen abgelagerten Schichtpakete des Mesozoikums in Deckenstapeln übereinander akkumuliert. Die dabei entstandenen hohen Drücke und Temperaturen führten zu einer Metamorphose der tieferen Deckeneinheiten. Nach Abschluß der gebirgsbildenden Deformation und der vollständigen Verschluckung des ehemaligen Ozeanbodens nördlich Kretas sowie dem raschen Herausheben der Gesteinsmassen wurde Kreta erstmals im frühen Miozän vor ca. 16 Millionen Jahren landfest (JOLIVET et al. 1994). Jedoch etablierte sich im Ägäisraum rasch eine neue „orogene Konfiguration“ (JACOBSHAGEN 1986). Sie wird durch eine erneute Subduktionszone ausgelöst, die sich vor ca. 13 Millionen Jahren im Süden bzw. Südwesten von Kreta etabliert hat und bis heute aktiv ist (LE PICHON & ANGELIER 1979). Zu ihr gehört auch der aktive *backarc*-Vulkanismus von Santorin, in dem sich die Magmaherde entladen, die aus den aufgeschmolzenen Gesteinsmassen entlang der Subduktion gespeist werden. Entlang des Hellenic Trench, dessen nach N abtauchende Überschiebungsbahn sich langsam südwärts verlagert (= *roll back*-Prozeß: MEULENKAMP et al. 1994) schiebt sich Europa mit 3-4 cm pro Jahr nach SW und Afrika drückt mit etwa 1 cm/Jahr nach NE, so daß sich beide Kontinente auf Kosten der Libyschen See mit 4-5 cm/Jahr annähern (PAPANIKOLAOU et al. 1999). Durch die seit ca. 12 Millionen Jahren langsam nach S abrollende Überschiebungsfläche dünnt die Gesteinskruste oberflächennah aus. Die Dehnung des Materials führt seitdem zu einem System von Bruchstrukturen (ANGELIER et al. 1982). So zerbricht im Ober-Miozän die geschlossene Landbrücke zwischen der Peloponnes und dem türkischen Festland in ein Mosaik einzelner Schollen, deren Horste und zwischengelagerte Gräben und Halbgräben unterschiedliche Absenkungsraten aufweisen. Die kleinräumigen, oft nur wenige Kilometer messenden Sedimentationsbecken zeigen daher auch bei unmittelbar benachbarten Strukturen meist eigenständige Entwicklungen, die einen unmittelbaren Vergleich erschweren. Das Bruchmuster folgt zunächst N-S- und E-W-gerichteten Störungen, die im Verlauf des Neogens in ein System NE-SW- bzw. NW-SE-gerichteter Brüche rotierten.

Die Neogenbecken NW-Kretas

Um zur Rekonstruktion der bewegten Geschichte der Insel Kreta beitragen zu können, wurde im Zuge eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft

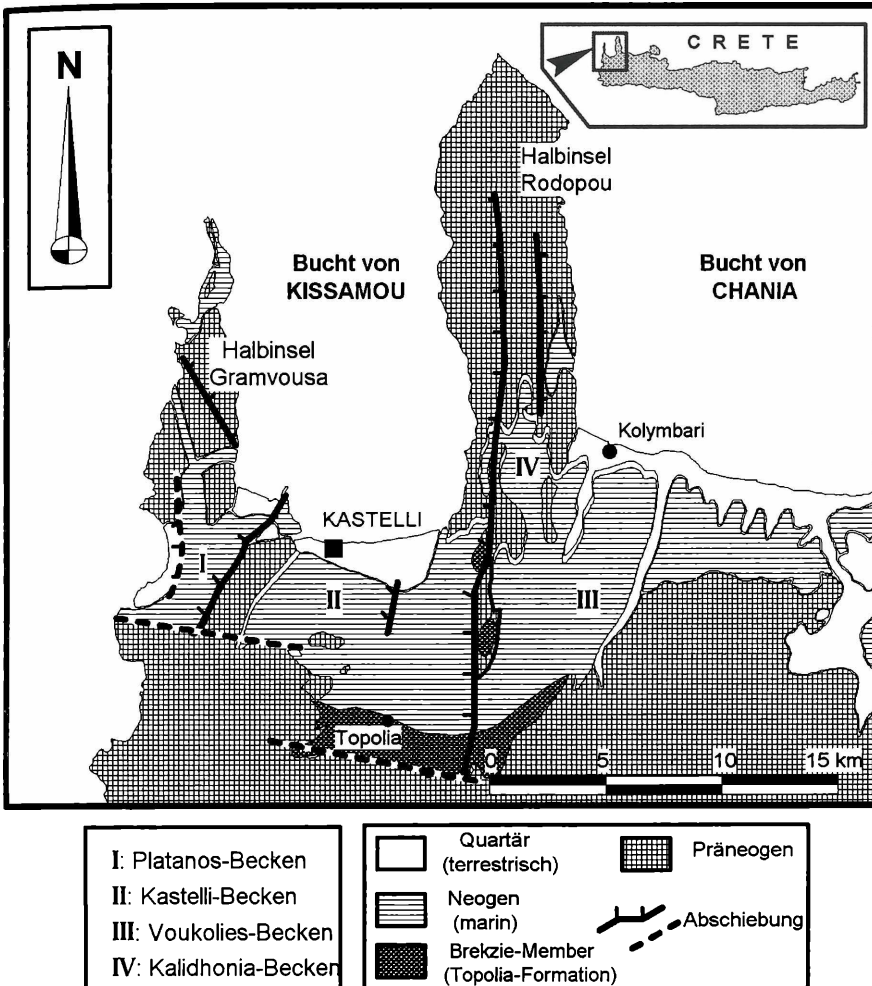


Abb. 2: Lage der vier benachbarten Neogenbecken in NW-Kreta.

unterstützten Kooperationsprojektes mit der Universität Patras/Griechenland (Prof. Dr. D. Frydas) der Nordwesten Kretas geologisch neu kartiert und die Entwicklung von insgesamt drei benachbarten Neogen-Becken, die jeweils durch Schwellengebiete voneinander getrennt sind, untersucht (KEUPP & BELLAS 2000). Von West nach Ost sind dies (Abb. 2):

1. Becken von Platanos, 2. Becken von Kastelli Kissamou, 3. Becken von Kalidhonia. Weiter im Osten schließt sich das Becken von Voukolies (= Maleme-Becken) an.

Jedes der drei Becken zeigt eine eigenständige Entwicklung. So treten im westlich gelegenen Platanos-Becken insgesamt drei marine Sedimentationszyklen auf. Der erste Zyklus beginnt im oberen Miozän (Torton) zunächst mit Flachwasserkalken, die mit fortschreitender Eintiefung des Beckens rasch in eine Tiefwasserfazies, zunächst mit Wechsellagerungen aus feinkörnigen Sandsteinen und Mergeln und schließlich im Beckenzentrum mit homogenen Mergeln und

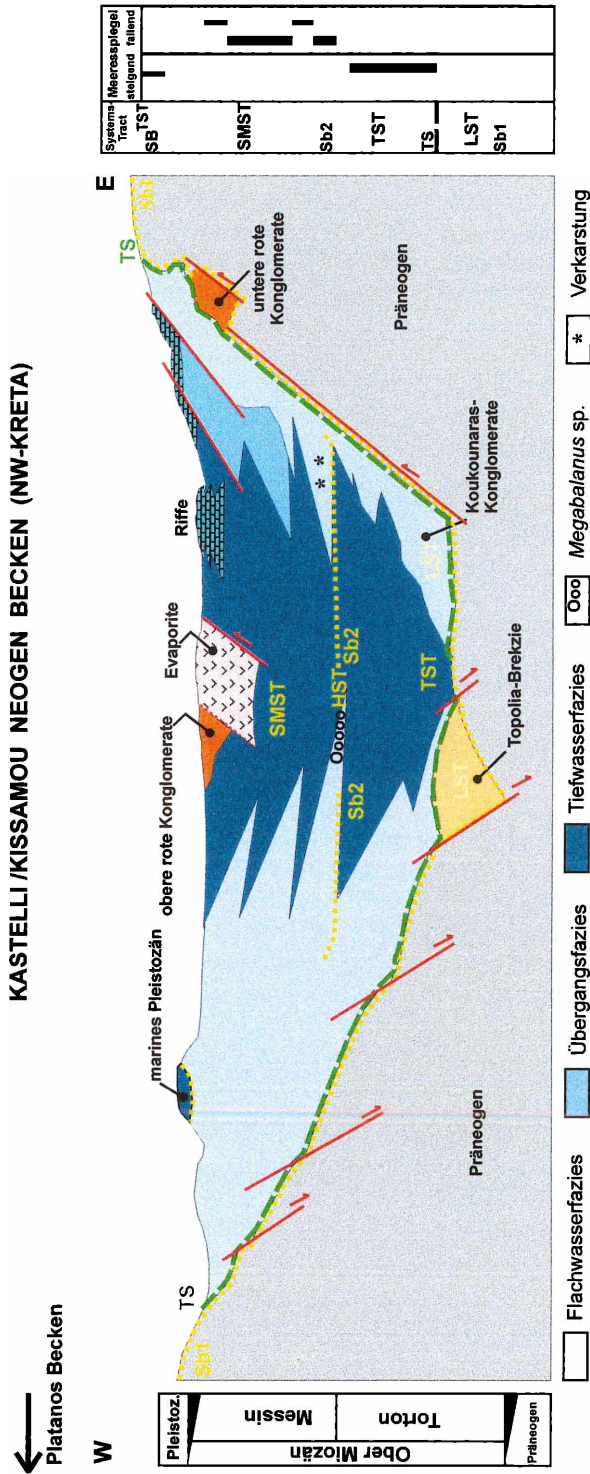


Abb. 3: Schematisches Modell der Neogen-Entwicklung im asymmetrischen Becken von Kastelli (nach KEUPP et al. 2000).

feinschichtigen Diatomiten, übergehen. Eine vorübergehende Verflachung des Ablagerungsraumes, die mit einer über das gesamte Mittelmeer verfolgbaren drastischen Absenkung des Meeresspiegels im obersten Miozän (dem höheren Messinium vor ca. 6 Millionen Jahren) korreliert (Messinische Salinitätskrise: MCKENZIE & OBERHÄNLI 1985), führt stellenweise wieder zu einer karbonatischen



Flachwasserentwicklung mit zahlreichen Rotalgenknollen. Der Zyklus endet mit einer Schichtlücke, in der rund 2 Millionen Jahre keine Ablagerungen nachweisbar sind. Erst am Ende des Unter-Pliozäns, ca. 4 Millionen Jahre vor heute, setzte innerhalb der zu dieser Zeit aktiven Grabenstruktur von Lardas der 2. Sedimentationszyklus mit geschichteten Sandsteinen und Mergeln ein. Nach einer erneuten Hebungsphase im obersten Pliozän können sich erst zu Beginn des Pleistozäns vor ca. 2 Millionen Jahren erneut marine Sedimente (3. Zyklus) ablagern, bis schließlich die aktuellen Hebungstendenzen seit etwa 1 Million Jahren die derzeitige Verlandung eingeleitet haben.

Im benachbarten Becken von Kastelli Kissamou (Abb. 3) treten am Süd- und Südostrand zwischen dem alpinen Untergrund und der ersten marinen Ablagerung mächtige Kalkbrekzien (= Topolia-Brekzie; Abb. 4) auf, deren Entstehung kontrovers diskutiert wird, aber wohl als Scherbrekzie auf die Abscherung der oberflächennahen Deckeneinheiten vom metamorphen Untergrund während der ausklingenden Gebirgsbildung zurückgeht (JOLIVET et al. 1996). Ihre heutigen Vorkommen am S- und SE-Rand des Beckens zeigen eine klare Beziehung zu den N-S- und E-W-verlaufenden Bruchstörungen, an denen das Becken angelegt ist. Sie lassen daher eine Mobilisierung der Brekzien in das sich eintiefende Becken hinein erkennen. Die über ihr im Ober-Miozän (Torton) einsetzende marine Schichtfolge spiegelt in ihrer Entwicklung den ersten sedimentären Zyklus wider. Im Beckenzentrum etablieren sich nach einer kurzen Flachwasserentwicklung rasch pelagische homogene Mergel („Kissamou-Formation“ sensu FREUDENTHAL 1969). Im Zuge der im Messinium voranschreitenden Regression schieben sich am Ende des Zyklus von den benachbarten Schwellen wieder Riffkalke des Flachwassers in das Becken vor, in kleinen tektonischen Senken lagern sich in isolierten Tümpeln Gipse ab, bis schließlich im höheren Messinium das gesamte Becken trockenfällt. Das Meer erobert erst zu Beginn des Pleistozäns das Terrain vorübergehend zurück. So finden sich heute südlich der Stadt Kastelli Kissamou bei Konoupitsa ca. 1,5 Millionen Jahre junge Sedimente des Altpleistozäns in einer Höhe von über 180 m über dem heutigen Meeresspiegel.

Abb. 4: Der Süd- rand des Beckens von Kastelli wird durch tief eingeschnittene Massive charakterisiert, die aus der mutmaßlich spätorogen entstandenen und während des Beckeneinbruchs im Ober-Miozän mobilisierten Topolia-Brekzie aufgebaut werden.

Das kleine Becken von Kalidhonia, das sich östlich der Roka-Schwelle eingetieft hatte, zeigt im Miozän eine dem benachbarten Becken von Kastelli vergleichbare Entwicklung. Auch hier progradieren im jüngeren Messinium als letzte Ablagerungen des Tertiärs Riffkalke in das Becken hinein. Im Gegensatz zu den Becken von Platanos und Kastelli konnten hier aber auch keine marinen Pleistozän-Sedimente nachgewiesen werden.

In den einzelnen Teilbecken stellten sich, bedingt durch die rasante und engmaschige Bruchtektonik, rasch Differenzierungen der Sedimentationsverhältnisse ein. Es etablierte sich in ihnen ein eng-regionales Verzahnungsmuster zwischen Tiefwasserentwicklungen (homogene Mergel, z.T. laminierte Diatomite) in den Beckenzentren, unterschiedliche Übergangsfazies (Sandstein-Mergel-Wechselfolgen, feine Konglomerate etc.) an den tektonisch abgetrepten Flanken der Becken und unmittelbar an den Rändern eine typische durch fossilreiche Kalke dominierte Flachwassersedimentation. Die zwischengelagerten Horste, deren Absenkungsrate nur gering war, wurden zu flachen submarinen Schwellen, auf denen sich während des gesamten ersten Sedimentationszyklus mehr oder weniger lückenhaft nur Flachwasserkalke und Kalksande („Roka-Formation“ sensu FREUDENTHAL 1969) ablageren konnten. Das Resultat der eng-regionalen Differenzierung des Ablagerungsraumes, der in seiner zeitlichen Abfolge durch das Zusammenwirken von lokaler Bruchtektonik und Meeresspiegelfluktuationen zusätzlichen Änderungen unterlag, ist, daß wir in unserem Arbeitsgebiet auf kleinstem Raum eine rasche laterale und vertikale Verzahnung unterschiedlicher Gesteine vorfinden. Zur Rekonstruktion der Beckenentwicklung ist daher unerlässlich, die räumliche Faziesverteilung in ihrer zeitlichen Entwicklung zu erfassen. Als Hilfsmittel zur Datierung der unterschiedlichen Sedimente haben sich hier vor allem die Organismen des Mikro- und Nannoplanktons erwiesen (stratigraphische Leitfossilien), da sie als Lebewelt der obersten Wasserschichten eine deutlich geringere Abhängigkeit von Substratänderungen am Meeresboden aufweisen als die größeren am Boden lebenden Organismen. So wie sich im heutigen Meer Unterschiede in der Organismenbesiedlung nicht nur zwischen Geröll-, Sand- und Schlickböden erkennen lassen, sondern auch in Abhängigkeit von der Wassertiefe, hatten sich auch im Jungtertiär in den engräumig wechselnden Faziesgebieten jeweils charakteristische Vergesellschaftungen etabliert. Die in diesen Gesteinen eingeschlossenen Fossilien können wir daher heute nutzen, gerade diese kennzeichnenden Umweltbedingungen zu erkennen (ökologische Leitfossilien). Wie stark der Einfluss der wechselnden Sedimentationsbedingungen ist, welche schließlich für die Ausbildung jeweils charakteristischer Ablagerungsgesteine (= Fazies) verantwortlich sind, kann an den kleinräumigen Neogenbecken NW-Kretas besonders eindrucksvoll gezeigt werden. Es wird dabei deutlich, daß nicht nur die bodenlebenden Organismen faziesabhängig sind, sondern in abgeschwächtem Maße auch die in der Wassersäule lebenden Nekton- und Planktonorganismen.

Faziesabhängige Fossilführung

In dem ersten marinen Sedimentationszyklus des Ober-Miozäns, der in allen drei untersuchten Teilbecken entwickelt ist, können wir die Vielfalt der angetroffenen marinen Gesteine nach ihrem jeweiligen Ablagerungsraum in drei Kategorien aufteilen (FRYDAS & KEUPP 1996):

1. **Flachmarine Fazies:** Sie tritt kurzfristig zu Beginn der Beckenentwicklungen auch im Zentrum der Becken auf, persistiert während der gesamten Ablagerungszeit am Beckenrand bzw. auf den Schwellen zwischen den Becken und stößt erneut am Ende des Zyklus in die Becken vor (= „Caprocks“). Die Ausbreitung der Flachwassersedimente wird demnach im Torton durch eine transgressive, im Messin durch eine regressive Entwicklung gesteuert. Die jeweils verblüffend ähnliche Gesteinsausbildung im Liegenden und Hangenden der zentralen Beckensedimente sowie der den gesamten Zeitraum umfassenden Schwellensedimente repräsentiert somit je nach Lokalität unterschiedliche Zeiteinheiten.

Neben Konglomeraten und Kalksandsteinen treten bevorzugt *Lithothamnium*-führende (=Rotalgen) Bioklastkalke auf, in die lokal kleine Korallen-Riffe (bevorzugt in der transgressiven Entwicklung) bzw. Riffe von Wurmschnecken (= Vermetidenriffe: bevorzugt in der regressiven Entwicklung, Abb. 7, 11) eingeschaltet sein können (BARON-SZABO 1995, KEUPP 1998). Einen besonderen Reiz stellt das Vorkommen rezenter Vermetidenriffe entlang der sich rasch hebenden West- und SW-Küste Kretas dar, da in ähnlich regressiver Entwicklung unmittelbare Vergleiche zwischen den lebenden Systemen und ihren fossilen Pendanten möglich sind (KEUPP et al. 1994).

Als typische Besiedler der hartgrundigen Bewegtwasserzonen treten sessile Rankenfußkrebse auf, die innerhalb der unterschiedlichen Entwicklungsphasen ein differenziertes Vorkommen aufweisen: *Creusia darwiniana* (Abb.5) in den basalen Kalken des Torton, *Pyrgoma multicostratum* in den messinischen Caprocks und *Balanus* bzw. *Megabalanus* an den Riffen bzw. auf groben Strandgeröllen (KEUPP 1998). Unter den Brachiopoden finden sich z.T. relativ häufig dickschalige, mehrere cm große Terebratuliden (*Terebratula sinuosa*: Abb. 10).

Die Sandfazies, die zur Ablagerungszeit teilweise von Seegrasswiesen bestanden war, wird durch Großforaminiferen (Heterosteginen: Abb.13) und großwüchsige, dickschalige irreguläre Seeigel der Gattung *Clypeaster* (Abb. 12), untergeordnet auch *Echinolampas*, charakterisiert. Heterosteginen und *Clypeaster* werden im Jungtertiär gerne als biostratigraphische Zeitmarker eingesetzt. Trotzdem scheint das Zeitintervall zwischen der basalen und finalen Flachwasserentwicklung des ersten Sedimentationszyklus nicht ausgereicht zu haben, um innerhalb dieser Gruppen signifikante Artdifferenzierungen hervorzubringen, so daß wir in beiden Horizonten dieselben Arten wiederfinden.

2. **Übergangsfazies:** Die Sedimente des Beckenhangs, in denen grundsätzlich eine Verzahnung von küstennah generierten Sedimenten mit Tieferwasser-Ablagerungen erfolgt, sind durch die rege syngenetische Störungsaktivität entlang der Beckenränder lokal sehr unterschiedlich ausgebildet. Auf größeren Abtreppungsflächen (besonders im Osten des Beckens von Kastelli) können sich Wechschichtungen von Sandsteinen und Mergeln etablieren („Chairethiana-Formation“ sensu FREUDENTHAL 1969: Abb. 8), während im Bereich steil abfallender Beckenränder episodische Schüttungen von teilweise gradiert (durch Saigerungsprozesse vertikal nach Korngrößen sortiert) abgelagerten Konglomeraten und Sanden in die nahe an die Küste heranreichende, mergelige Schlammfazies des tieferen Wassers erfolgten. In diesem überwiegend durch Weichboden charakterisierten Lebensraum etablierte sich lokal eine reiche Molluskenfauna, die durch

Abb. 5-7: Die Flachwasserfazies markiert die basale und finale Entwicklung des ersten Sedimentationszyklus im Ober-Miozän und persistiert auf den Schwellen durchwegs.



Abb. 5: Basale Flachwasserkalke mit Rotalgen (*Lithothamnium*) und (oberhalb der 10-Drachmen-Münze) mit sessilen Rankenfußkrebsen (*Creusia darwiniana*) östlich von Potamida im Becken von Kastelli Kissamou.



Abb. 6: Fossilschuttkalke progradieren wieder am Ende des miozänen Sedimentationszyklus über die Beckenfazies („Caprocks“). Profil bei Kalidhonia im gleichnamigen Becken.

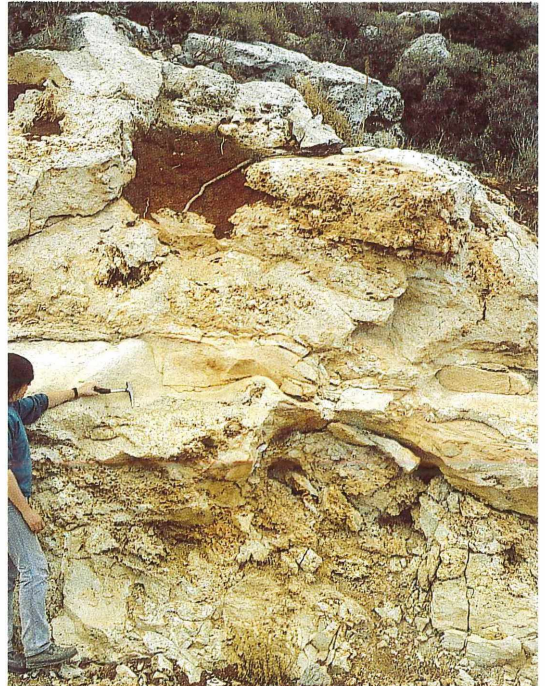


Abb. 7: In den regressiven Flachwasserkalken sind oft m-große Riffkörper aus sessilen Wurmschnecken (Vermetiden-Gattung *Petalococoncha*) eingeschaltet, die wie hier bei Aghia Irini auf der Gramvousa-Halbinsel als rundliche Hohlkörper auswittern.

Schnecken (Coniden, Bucciniden, Turriden u.a.), Scaphopoden (*Dentalium*) und infaunale Muscheln (z.B. *Glycimeris*) charakterisiert wird. Ihre lokal ausgezeichnete, aragonitschalige Überlieferung beispielsweise am Südwestrand des Beckens von Kastelli bei der Ortschaft Koukounaras kann auf die konservierende Wirkung der raschen Sedimentation zurückgeführt werden (KEUPP et al. 2000: Abb. 14), während die artlich unterschiedliche Molluskenfauna der flachen Küstenfazies meist nur in Steinkern-Erhaltung vorliegt. Bei den Seeigeln finden sich dünnchalige Herzseeigel (*Schizaster*: Abb. 15), die im Weichboden leben und mit langen Siphonen mit der Außenwelt Kontakt halten. Die oberen Hangbereiche werden durch stellenweise häufig auftretende kleine zartschalige Brachiopoden (*Terebratulina*) charakterisiert, während sich in den tieferen Hangpositionen *Megerlia* und *Hemithyris* hinzugesellen. Dort findet sich auch eine recht interessante Korallen-Fauna, die von Oktokorallen, z.T. Verwandten der heute noch im Mittelmeer verbreiteten roten Edelkoralle (*Corallum* sp.) geprägt ist (KEUPP & BELLAS

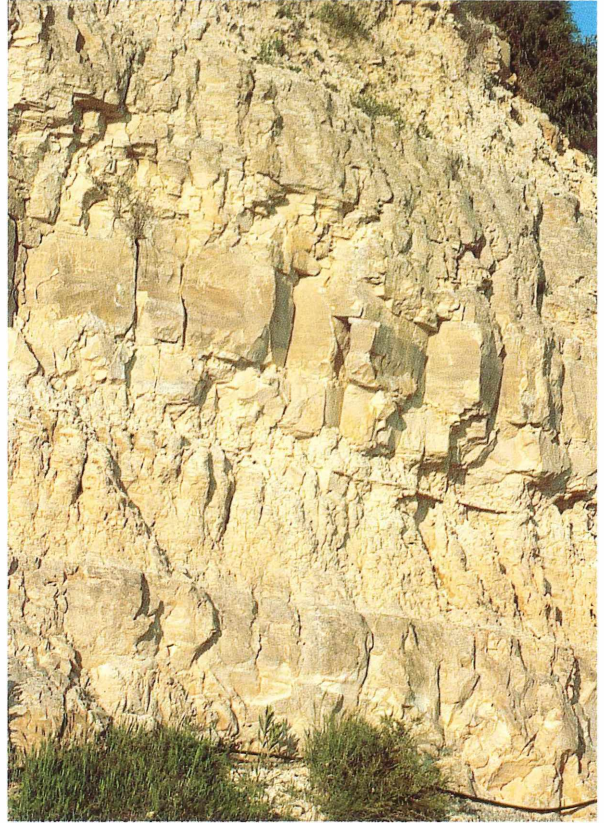


Abb. 8: Die Übergangsfazies des Beckenhanges ist z.T. durch eine heterogene Sedimentation gekennzeichnet, in der Wechselfolgen von feinkörnigen Sandsteinen mit Mergeln dominieren. Profil bei Chairethiana im östlichen Becken von Kastelli Kissamou.



Abb. 9: Blick aus dem Zentrum des Beckens von Kastelli Kissamou nach Süden mit den homogenen grauen Mergeln der Tiefwasser-Fazies (Tongrube bei Potamida).

Abb. 10-13:
Charakteristische
Faunenelemente
der kalkigen Flach-
wasser Fazies:

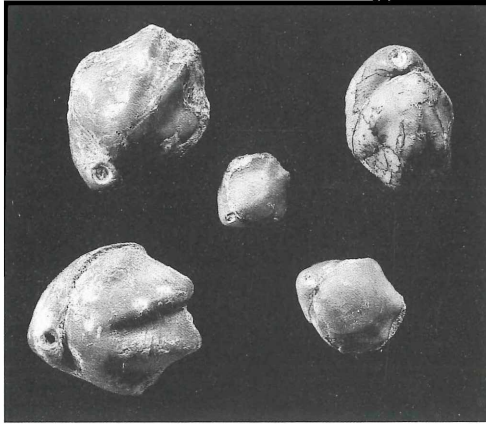


Abb. 10: In den Schuttkalken der Bewegtwaterfazies ist der bis zu 4 cm große dickschalige Brachiopode *Terebratula sinuosa* häufig. Caprocks von Kalidhonia.

Abb. 11: Die Vermetiden-Riffe werden aus den sessilen Gehäusen der Wurm-schnecken auf-gebaut (links: Bildbreite ca. 8cm). Sie enthalten eine typische Begleit-fauna, z.B. den 9 mm großen regulären Seeigel *Arbacia* (rechts).



Abb. 12: Die auf-fälligsten Fossilien der sandigen Flach-wasserkalke sind dickschalige Seeigel. Hier aus dem Becken von Kali-dhonia je ein Ver-treter derselben Artengruppe (*Cly-peaster ex gr. altus*): links: aus den basa-len Kalken (Ob.-Torton) von Afrata; rechts: aus den Caprocks (Oberes Messin) von Kalidhonia. Größe 140 bzw. 95 mm.





Abb. 13: Weniger auffällig, aber oft gesteinsbildend häufig sind in der sandigen Flachwasserfazies die um 1 cm messenden flachscheibenförmigen Großforaminiferen (*Heterostegina*).



Abb. 14-17:
In der Übergangsfazies der Beckenabhänge etablierte sich u.a. eine zunehmend auf Weichboden angepasste Fauna, deren Erhaltung durch teilweise episodisch rasche Sedimentation begünstigt war:

Abb. 14: In der gut erhaltenen Schneckenfauna von Koukounaras (vergl. KEUPP et al. 2000) am SW-Rand des Beckens von Kastelli finden sich als typische Weichbodenbesiedler auch Vertreter der Raubschnecke *Conus*. Länge der größeren Gehäuse: 3 cm.

Abb. 15: Im Weichboden der Übergangs- und Beckenfazies lebten dünn-schalige Herzseeigel: *Schizaster eurynotus* von Afrata/Becken von Kalidhonia; Länge 67 mm.

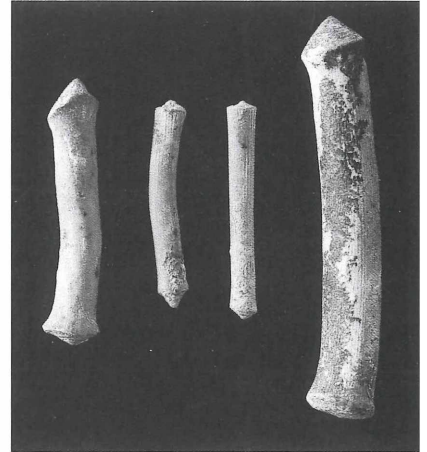
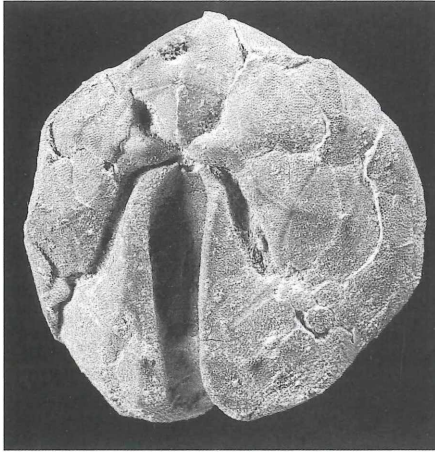


Abb. 16: Am tieferen Beckenhang finden sich gelegentlich großwüchsige Okto-korallen, deren verkalkte Axialstab-Segmente mehr als 5 cm lang werden können: *Keratoisis melittensis* nördlich Rodopos im Norden des Kalidhonia-Beckens.

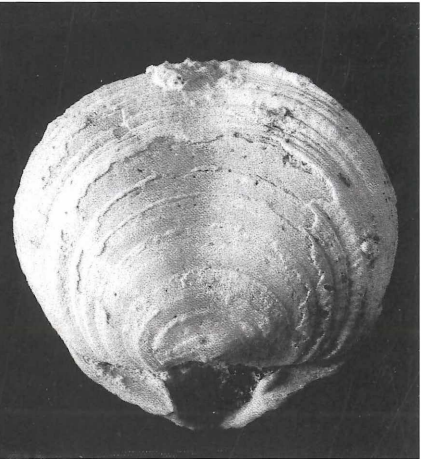
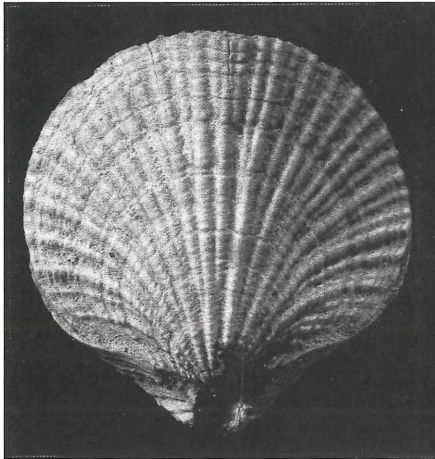


Abb. 17: Die Brachiopoden der Übergangsfazies sind kleinwüchsig (um 1 cm) und relativ dünn-schalig: *Terebratulina* (links), *Megerlia* (rechts).

2000). Nur dem Kenner der Materie wird wohl die richtige Zuordnung der z.T. über 10 cm langen Segmente von verkalkten Axialstäben der Okto-korallen-Gattung *Keratoisis* (Abb. 16) gelingen.

3. **Beckenfazies:** Die grauen, homogenen Mergel („Kissamou-Formation“ sensu FREUDENTHAL 1969), die als ehemals weiches Schlamm-sediment die tiefen Zentren der Becken bedeckt haben, zeigen nur einzelne Beeinflussungen durch die Küstensedimente in Form gelegentlicher, distaler Turbidite. Auf den ersten Blick erscheinen diese Mergel recht fossilarm, jedoch finden sich bei ausdauerndem Suchen durchaus auch interessante größere Fossilien. Dünn-schalige im Weichsubstrat lebende Seeigel (u.a. *Schizaster*) sind durch die Kompaktion des Sediments meist verdrückt und in Scherben zerlegt. Daneben finden sich kleine kegelförmige Einzelkorallen (*Caryophylla emaciata*), die mit ihrer spitzen Korallitbasis im Weichboden steckten. Für den Mikropaläontologen sind die Mergel ein wahres Dorado, das voll von Foraminiferen, Ostracoden und Nannoplankton ist. Innerhalb der Foraminiferen treten unter den benthischen Formen teilweise Riesen auf, deren Größe von 10 bis 15 mm ihr Auffinden mit bloßem Auge bereits im Gelände ermöglicht (z.B. *Pyramidulina*, *Fron-dicularia*) (vergl. KEUPP & BELLAS 2001). Dominant

sind aber die meist nur 0,1 bis 0,2 mm kleinen Gehäuse planktischer Formen (z.B. *Globorotalia* div. sp., *Globigerina* sp.: vergl. FRYDAS et al. 1999). Eine Spezialität dieser Schichten ist das lokal, z.B. bei Potamida (Abb. 9), häufige Auftreten von Fischresten, insbesondere die zwischen weniger als 1 mm und über 2 cm großen Gehörsteine von Knochenfischen (Otolithe), und gelegentlich Haifischzähnen (Abb. 19, 20). Die bisher mit freundlicher Unterstützung von Prof. Dr. A. Müller, Leipzig, erfolgte Bestimmung der Otolithe weist auf eine überwiegend pelagische Vergesellschaftung von in tieferen Gewässern lebenden Arten hin, wie z.B. Grenadierfische (= Macrouridae), Sägebäuche (= Trachichthyidae), Großschuppenfische (= Melamphaidae) und Leuchtfische (= Mycophidae), während Repräsentanten des küstennahen Flachwassers, die durch Meeraale (= Congridae) und Dorsche (= Gadidae) vertreten sind, in den Hintergrund treten. Im Einzelnen konnten bisher folgende Arten bestimmt werden:

Küstennahe Elemente	Pelagische und mesopelagische Elemente
<i>Hildebrandia</i> n.sp. <i>Congridarum</i> n.sp.	<i>Hyplostethus mediterraneus</i> (CUVIER) <i>Hoplobrotula</i> sp. <i>Scopelogadus</i> sp.
<i>Phycis</i> cf. <i>tenuis</i> (KOKEN)	<i>Coelorhynchus</i> sp. <i>Trachyrhynchus trachyrhynchus</i> (RISSO) <i>Bathygadus novus</i> (BASSOLI)
	<i>Bythitidarum</i> cf. <i>pauper</i> (SCHWARZH.)
	<i>Diaphus</i> aff. <i>rafinesquei</i> (COCCO) <i>D. sulcatus</i> (BASSOLI), <i>D. aff. sulcatus</i> (BASSOLI) <i>Notoscopelus</i> cf. <i>resplendens</i> (RICHARDSON) <i>Hygophum</i> cf. <i>hygomi</i> (LÜTKEN)

Dem pelagischen Charakter der Knochenfische entspricht auch das gelegentliche Vorkommen von Zähnen von Grauhaien (= Hexanchiformes), die ebenfalls den offenen Ozean bevorzugen (Abb. 20). Unter den bodenlebenden Mollusken konnten sich wegen des sehr weichen Substrats nur wenige Spezialisten etablieren; neben dünnschaligen Austern sind hier vor allem die ebenfalls sehr fragilen Schalen der pectiniden Muscheln *Amusium*, deren heutige Nachkommen auf Lockersedimenten bis 2000 m Tiefe vorkommen, und vereinzelt Reste von Steckmuscheln (*Atrina*) zu nennen.

Der Faziesvergleich

In verschiedenen Organismengruppen, die nicht nur auf einen Faziesraum beschränkt sind, sondern übergreifend von Strandnähe bis in die tiefen Zentren der Becken anzutreffen sind, läßt sich der Tiefengradient häufig durch eine charakteristische Abfolge von Arten und Morphotypen nachempfinden, z.B.:

Abb. 18-21:
In den monotonen Tiefwasser-Mergeln der Ton-grube von Potamida dominieren Fossilien nektonischer und planktonischer Organismen. Das Benthos beschränkt sich auf wenige Spezialisten.



Abb. 18: Die nur 1 cm großen Einzelkorallen *Caryophylla emaciata* steckten mit ihrer spitzen Korallitbasis im Weichboden.



Abb. 19: Eine reiche Knochenfischfauna wird durch die mm- bis cm-großen Gehörsteinchen (Otolithe) belegt. Sie enthält überwiegend pelagische Elemente (linkes Foto), wie *Coelorhynchus* sp. (oben links) und *Trachyrhynchus trachyrhynchus* (4 Otolithe unten rechts), untergeordnet auch Vertreter der Küstenregion [rechtes Foto: Meeraale: *Congridarum* (links) und *Hildebrandia* (rechts)].

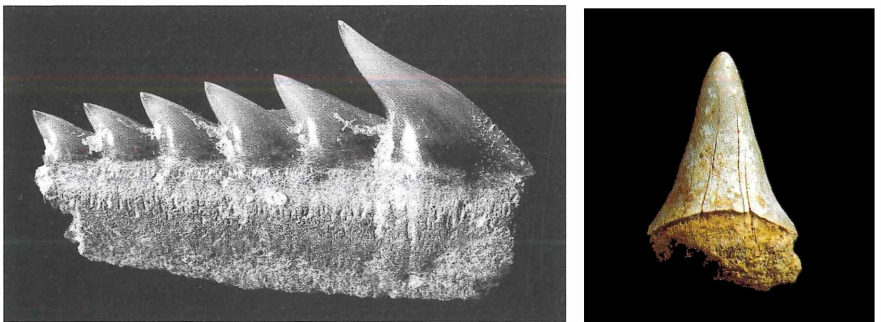


Abb. 20: Seltene Haifisch-Zähne gehören zu Vertretern des offenen Meeres (z.B. dem Grauhai *Nothorhynchus*: links, Länge 10 mm), während in den kalkigen Küstensedimenten eher flachwasserliebende Herings- und Makrelenhaie (rechts: *Isurus*: Länge: 44 mm, aus der „Roka-Formation“ von Rodopos am nördlichen Rand des Beckens von Kalidhonia) enthalten sind.

Organismen	Flachwasserfazies	Übergangsfazies	Tiefwasserfazies
Fische	Pflasterzähne von Meerbrassen (Sparidae) Haie: <i>Lamna</i> , <i>Isurus</i>	Keine Funde	Otolithe überwiegend pelagischer Knochenfische Haie: <i>Notorhynchus</i>
Seeigel	<u>Riffe:</u> Korallenfazies: <i>Schizechinus</i> Vermetidenfazies: <i>Arbacia</i> <u>Sandfazies:</u> <i>Clypeaster</i> , <i>Echinolampas</i>	Cidariden-Reste <i>Schizaster</i>	<i>Schizaster</i>
Brachiopoden	<i>Terebratulina sinuosa</i>	<i>Terebratulina</i> sp. <i>Megerlia truncata</i> <i>Hemithyris</i> sp.	————
Korallen	<u>Hermatypische Korallen:</u> <i>Tarbellastraea</i> , <i>Porites</i> <i>Goniopora</i> , <i>Favites</i>	<u>Ahermatyp. Korallen:</u> <i>Caryophylla</i> sp. <u>Octocorallen:</u> <i>Keratoisis melittensis</i> , <i>Corallium</i> sp.	<u>Ahermatyp. Korallen:</u> <i>Caryophylla emaciata</i>
Foraminiferen	<u>Benthische Formen:</u> <i>Heterostegina</i> sp., <i>Elphidium</i> sp. u.a. Rotaliina <i>Quinqueloculina</i> sp. u.a. Miliolacea	Zunehmender Anteil planktischer Formen	<u>Planktische Formen:</u> <i>Globigerina</i> sp., <i>Globigerinoides</i> sp. <i>Globorotalia</i> div.sp. <u>Benthische Formen:</u> <i>Pyramidulina raphanistrum</i> u.a.

Kalkiges Nannoplankton:

Aber auch die von uns zur biostratigraphischen Datierung der Neogensedimente eingesetzten Vertreter des kalkigen Nannoplanktons (Haptophyta = Coccolithophorida), deren wenige Mikrometer kleine Kalkplättchen zur Sichtbarmachung ihrer morphologischen Details den Einsatz der Elektronenmikroskopie erfordern, zeigen in ihrer Biodiversität deutliche Abhängigkeiten von den hier unterschiedenen drei Fazieszonierungen. So nimmt neben der Individuenzahl auch die Zahl der Taxa (Gattungen und Arten) deutlich von den durch Tiefwasserbedingungen gekennzeichneten Beckenzentren zu den küstennahen Flachwassersedimenten ab. Als Bestandteil des sogenannten Phytoplanktons sind die Coccolithophoriden zur Sicherstellung der Photosynthese grundsätzlich an das Leben in den obersten, gut durchlichteten Zonen des Meerwassers gebunden. Daher könnte man zunächst erwarten, daß sie eigentlich auch in flacheren Gewässern verbreitet sein sollten. Wesentliche steuernde Faktoren für die Planktonverbreitung sind aber weniger in der potentiellen Verfügbarkeit von Licht zu sehen, als in der mit abnehmender Wassertiefe fortschreitenden Instabilität der physikalischen Eigenschaften des Wassers (bes. Temperatur und Salinität) und der verminderten Versorgung mit Nährstoffen durch herabgesetzte Zirkulationsmöglichkeiten innerhalb der Wassersäule. Da die meisten Nannoplankton-Ar-

Abb. 21: Auch das kalkige Nannoplankton, auf dem unsere biostratigraphische Datierung fußt, zeigt teilweise Faziesabhängigkeiten. Die rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen stammen aus Jungtertiärproben von Kaliviani im Platanos Becken:

Links: Vollständige

Coccosphäre des kosmopolitischen *Coccolithus pelagicus*.

Durchmesser 14µm.

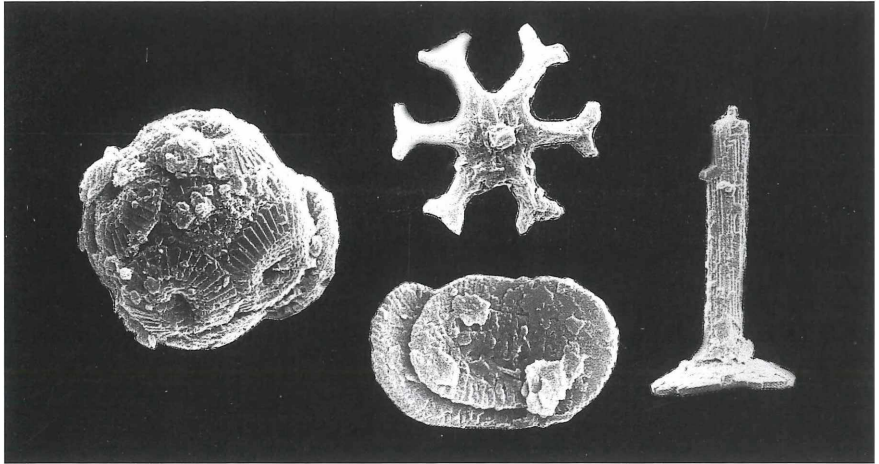
Gehäuftes Auftreten dieser Form weist im Mittelmeerraum auf kühlere Klimaeinflüsse hin.

Mitte: *Discoaster*

(Durchmesser 10 µm) und *Helicosphaera* (Länge 9µm) sind bevorzugt pelagische Gattungen, deren Artenvielfalt im Flachwasser deutlich abnimmt.

Rechts:

Rhabdosphaera scheint dagegen die flacheren, küstennahen Gewässer zu bevorzugen. Länge des gestachelten Coccolithen 9,5 µm.



ten sehr empfindlich auf schwankende Umweltbedingungen reagieren, können sich unter Flachwasserbedingungen nur wenige, besonders tolerante beziehungsweise speziell eingensichte Arten behaupten. In den Ober-Miozän-Sedimenten NW-Kretas konnten wir - neben sehr seltenen, hier nicht berücksichtigten Einzelfunden - insgesamt 15 Gattungen unterscheiden (vergl. BELLAS et al. 2000):

- | | | |
|--------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| 1- <i>Discoaster</i> | 6- <i>Calcidiscus</i> | 11- <i>Holodiscolithus</i> |
| 2- <i>Geminilithella</i> | 7- <i>Dictyococcites</i> | 12- <i>Rhabdosphaera</i> |
| 3- <i>Helicosphaera</i> | 8- <i>Braarudosphaera</i> | 13- <i>Scapholithus</i> |
| 4- <i>Sphenolithus</i> | 9- <i>Scyphosphaera</i> | 14- <i>Reticulofenestra</i> |
| 5- <i>Pontosphaera</i> | 10- <i>Coccolithus</i> | 15- <i>Lithostromation</i> |

Die höchste Diversität mit 30 verschiedenen Arten finden wir in den Tiefwassermergeln des Beckenzentrums, während in der Übergangsfazies nur maximal 17, in der Litoralfazies 14 Arten auftraten (Abb. 22). Die drastische Abnahme der Artenzahl entlang des Tiefengradienten weist zum Beispiel die Gattungen *Discoaster*, *Helicosphaera* und *Pontosphaera* als typisch pelagische, wenig tolerante Formen aus, während beispielsweise *Calcidiscus*, *Dictyococcites* und *Rhabdosphaera* eher tolerante Gattungen repräsentieren, die sich in allen drei Faziesräumen halten konnten. Die Beschränkung von *Braarudosphaera*, *Scyphosphaera* und *Lithostromation* auf die Flachwasser-Sedimente weisen diese Formen als speziell an die instabilen Küstenregionen angepaßt aus.

Ausblick

Die unterschiedlich deutliche Abhängigkeit der marinen Organismen von spezifischen Umweltparametern beschränken ihr fossiles Vorkommen auf bestimmte Faziesgebiete. Wir finden daher in den ebenfalls durch lokale Bedingungen unterschiedlich ausgebildeten Sedimentgesteinen jeweils ein charakteristisches Set von Fossilien, deren Analyse uns wichtige Hinweise auf das ehemalige Biotop vermittelt. Die uns in den sehr kleinräumigen Neogenbecken NW-Kretas vor Augen geführten raschen Faziesabfolgen erschließen uns daher auf kleinstem Raum die Fülle der obermiozänen Lebewelt von der Küste bis in das tiefe Becken hinein. Da der Fazies- und Organismenwechsel nicht nur innerhalb einer Zeitscheibe im lateralen Transekt, d.h. in seiner regionalen Differenzierung ver-

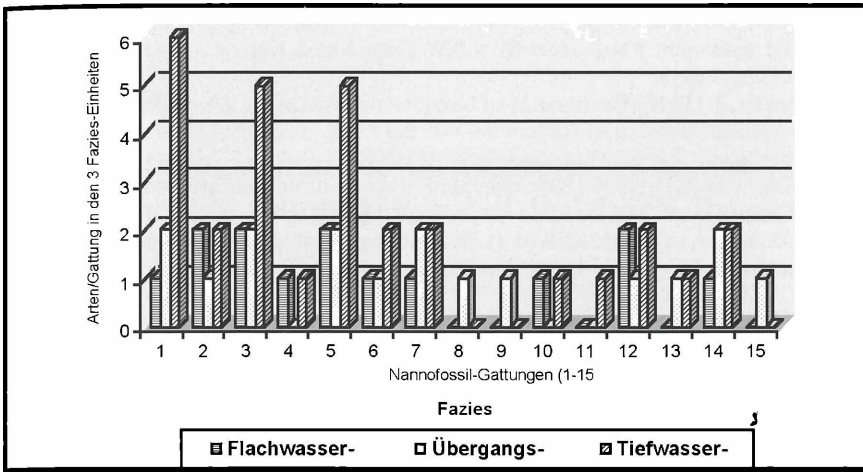


Abb. 22: Einige Gruppen der insgesamt 15 hier berücksichtigten Gattungen des kalkigen Nannoplanktons im Obermiozän NW-Kretas zeigen in ihrer Artenzahl eine deutliche Abhängigkeit von Gradienten zwischen Tief- und Flachwasserfazies:

Gattungen:

- 1-*Discoaster*,
- 2-*Geminilithella*,
- 3-*Helicosphaera*,
- 4-*Sphenolithus*,
- 5-*Pontosphaera*,
- 6-*Calcidiscus*,
- 7-*Dictyococcites*,
- 8-*Braarudosphaera*,
- 9-*Scyphosphaera*,
- 10-*Coccolithus*,
- 11-*Holodiscolithus*,
- 12-*Rhabdosphaera*,
- 13-*Scapholithus*,
- 14-*Reticulofenestra*,
- 15-*Lithostromation*

folgt werden kann, sondern auch in seiner raschen vertikalen, d.h. zeitlichen Abfolge, haben wir darüberhinaus einen Schlüssel zur Klärung der rasanten tektonischen Entwicklung des Ablagerungsraumes in Händen. So können wir dokumentieren, daß sich die Landschaft Kretas seit ca. 12 Millionen Jahren, dem Obermiozän, mehrfach gewandelt hat und ihr heutiges Gepräge lediglich eine Momentaufnahme eines fortschreitenden Prozesses darstellt, in dem die Kruste hinter dem Akkumulationskeil einer aktiven Subduktionszone (im Libyschen Meer SW Kretas) weiter ausgedünnt und durch eine intensive Bruchtektonik engräumig modifiziert wird. Die Prognosen für Kreta müssen daher so lange von einer fortgesetzten Erdbebenaktivität ausgehen, bis der Kollisionsprozeß zwischen Europa und Afrika zur Ruhe kommt. Ab diesem bislang nicht absehbaren Zeitpunkt des nachlassenden Kompressionsdruckes ist zu erwarten, daß die durch ihn aufgestapelten und in isostatisch abnormaler Tiefe gehaltenen Sedimentmassen als neuer Gebirgsgug aus dem Mittelmeer auftauchen werden.

Dank

Die Autoren danken besonders Herrn Prof. Dr. D. Frydas, Patras/Griechenland, für die langjährige, harmonische Zusammenarbeit, den Kollegen Prof. Dr. A. Müller, Leipzig, und Dr. Chr. Neumann, Berlin, für ihre Bestimmungshilfen (Otolithe, Seeigel), Frau P. Großkopf, Institut für Paläontologie der FU Berlin, für die Erstellung der Fotografien, sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Unterstützung der Forschungsprojekte (Az KE 322/18 und -/21).

Zitierte Literatur:

- ANGELIER, J., LYBERIS, N., LE PICHON, X., BARRIER, E., HUCHON, Ph. (1982): The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: a synthesis. - *Tectonophysics*, **86**: 159-196.
- BARON-SZABO, R. C. (1995): Taxonomy and palaeoecology of Late Miocene corals of NW-Crete (Gramvousa, Roka- and Koukounaras-Fms.). *Berliner geowiss. Abh.* **E 16**: 569-577.

- BELLAS, S., KEUPP, H. & FRYDAS, D. (2000): Nannofossil biostratigraphy of the Late Miocene marine sedimentary sequences from NW Crete island, Greece. - *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, **9**: 9-18.
- FREUDENTHAL, T. (1969): Stratigraphy of Neogene deposits in the Khania province, Crete, with special reference to foraminifera of the family Planorbulinidae and the genus *Heterostegina*. - *Utrecht Micropal. Bull.*, **1**: 1-208.
- FRYDAS, D. & KEUPP, H. (1996): Biostratigraphical results in Neogene deposits of NW Crete, Greece, based on calcareous nannofossils. - *Berliner geowiss. Abh.*, **E 18**: 169-189.
- FRYDAS, D., KEUPP, H. & BELLAS, S. M. (1999): Biostratigraphical research in Late Neogene marine deposits of the Chania Province, western Crete, Greece. - *Berliner geowiss. Abh.*, **E 30**: 55-67.
- JACOBSHAGEN, V. (1986, Ed.): *Geologie von Griechenland*. - 363 S. (Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart).
- JOLIVET, L., BRUN, J. P., GAUTIER, S., LALLEMAND, S., PATRIAT, M. (1994): 3D-kinematics of extension in the Aegean region from the Early Miocene to the Present, insights from the ductile crust. - *Bull. Soc. géol. France*, **165** (3): 195-209.
- JOLIVET, L., GOFFE, B., TRUFFERT-LUXEY, C., PATRIAT, M. & BONNEAU, M. (1996): Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. - *Tectonics*, **15** (6): 1129-1153.
- KELLETAT, D. H. (1994): Field methods and models to quantify rapid coastal changes. - *Field Guide, Crete Field Sympos. April, 1994* (Intern. Geogr. Union, Comm. on Coastal Systems): 80 S., Univ. Essen.
- KEUPP, H. & BELLAS, S. M. (2000): Neogene development of the sedimentary basins of NW Crete Island, Chania Prefecture, South Aegean Arc System (Greece). - *Berliner geowiss. Abh.*, **E 34**: 3-117.
- KEUPP, H. & BELLAS, S. (2001): Miozän-Fossilien aus NW-Kreta III: Die Beckenfazies. - *Fossilien*, **1/2001** (in Druck).
- KEUPP, H. (1998): Miozän-Fossilien aus der Provinz Chania/NW-Kreta. - *Fossilien*, **2/1998**: 100-108.
- KEUPP, H., BELLAS, S. M., FRYDAS, D. & KOHRING, R. (1994): Aghia Irini, ein Neogenprofil auf der Halbinsel Gramvousa/NW-Kreta. - *Berliner geowiss. Abh.*, **E 13**: 469-481.
- KEUPP, H., BELLAS, S. M., RIEDEL, F. & WIECHMANN, M.-F. (2000): Miozän-Fossilien aus NW-Kreta II: Die Schneckensande von Koukounaras. - *Fossilien*, **1/2000**: 17-23.
- LE PICHON, X. & ANGELIER, J. (1979): The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Sea. - *Tectonophysics*, **60**: 1-42.
- McKENZIE, J. A. & OBERHÄNLI, H. (1985): Palaeoceanographic expressions of the Messinian salinity crisis. - In: HSÜ, K. J. & WEISSERT, H. J. (Herausg.): *South Atlantic Paleooceanography* (London).
- MEULENKAMP, J. E., VAN DER ZWAAN, G. J., VAN WAMEL, W. A. (1994): On Late Miocene to Recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc. - *Tectonophysics*, **234**: 53-72.
- PAPANIKOLAOU, D., SAKELLARIOU, D. & STÖCKHERT, B. (1999): A combined onshore/off-shore drilling transect across the forearc of the retreating Hellenic Subduction Zone. - *IDCP-Proposal*, 3 S., Bochum 1999.

Anschriften der Verfasser:

Dr. Spyridon Bellas, Prof. Dr. Helmut Keupp

Freie Universität Berlin

Institut für Geologische Wissenschaften

- Fachrichtung Paläontologie -

Malteserstr. 74-100, Haus D

12249 Berlin

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Natur und Mensch - Jahresmitteilungen der naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg e.V.](#)

Jahr/Year: 2001

Band/Volume: [1801-2001](#)

Autor(en)/Author(s): Keupp Helmut, Bellas Spyridon

Artikel/Article: [Zur Paläontologie der Jungtertiär-Becken in NW-Kreta \(Prov. Chania, Griechenland\) 109-126](#)