

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <http://www.researchgate.net/publication/258327874>

# Zur faziellen Entwicklung triassischer Gesteinsfolgen der Tripolitza-Plattform in Süd-Lakonien (Peloponnes, Griechenland)

ARTICLE in ZEITSCHRIFT DER DEUTSCHEN GESELLSCHAFT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN · JANUARY 1993

Impact Factor: 0.57

---

READS

12

3 AUTHORS, INCLUDING:



**Emmanouil Manoutsoglou**

Technical University of Crete

**94** PUBLICATIONS **171** CITATIONS

SEE PROFILE



**Dorothee Mertmann**

Martin Luther University Halle-Wittenberg

**15** PUBLICATIONS **118** CITATIONS

SEE PROFILE

Z. dt. geol. Ges.	144	396—405 3 Abb., 1 Taf.	Hannover 1993
-------------------	-----	---------------------------	---------------

## Zur faziellen Entwicklung triassischer Gesteinsfolgen der Tripolitza-Plattform in Süd-Lakonien (Peloponnes/Griechenland)

EMMANUIL MANUTSOGLU, DOROTHEE MERTMANN & VOLKER JACOBSHAGEN \*)

Hellenides, volcanoclastics (Tyros beds), carbonate platform, shallow-water sedimentation, limestones  
(Tripolitza limestone), microfacies, Norian, Rhaetian, biostratigraphy, coprolites, foraminiferal fauna, algal flora  
Peloponnesus (Gythion-Skala region)

**Kurzfassung:** In den äußeren Helleniden des Peloponnes ist der flachmarin bis intertidal gebildete Tripolitza-Kalk weit verbreitet. Er dokumentiert eine mesozoisch-alttertiäre Karbonat-Plattform, über deren Sockel bislang divergierende Vermutungen angestellt wurden. In einem Profil in der Nähe von Gythion (Süd-Peloponnes) konnte nun die Ansicht gestützt werden, daß sich der Tripolitza-Kalk in der hohen Obertrias aus den flachmarinen Tyros-Schichten entwickelt hat, einer lithologisch sehr wechselvollen vulkanosedimentären Abfolge permotriassischen Alters. Die vulkanische Tätigkeit endete im Arbeitsgebiet im Karn. Mit Hilfe von Koprolithen, Foraminiferen und Algen gelang dort auch der Nachweis, daß die Sedimentation des Tripolitza-Kalks im Nor/Rhät einsetzte und kontinuierlich in den Lias überging. Auf der Tripolitza-Plattform endete die vulkanische Förderung diachron.

[Facies Development of Triassic Carbonate Rocks  
of the Tripolitza-Platform in southern Lakony  
(Peloponnesus/Greece)]

**Abstract:** The shallow-marine to intertidal Tripolitza Limestone is one of the dominating lithological units of the external Hellenides of the Peloponnesus. It testifies to a continuous platform sedimentation in Mesozoic and Palaeogene times. The opinions about the base of that platform have been divergent, as the Tripolitza Limestone generally is overthrust on different tectonic units. A new section near Gythion (Southern Peloponnesus) supports the former assumption that the Tripolitza Limestone developed continuously from the Tyros beds, a shallow marine, volcano-sedimentary sequence of Permo-Triassic age. The volcanic activity ceased before the Norian. Coprolites, foraminifera, and algae from our samples testify to a beginning

of the sedimentation of the Tripolitza Limestone during the Norian/Rhaetian and its continuity into the Liassic.

### 1. Einleitung

Seit der Mitte unseres Jahrhunderts machte die Erforschung der Helleniden deutliche Fortschritte. Nachdem RENZ (1940) die von PHILIPPSON (1892) und von ihm selbst entworfene Gliederung des Gebirges in isopische Zonen in ein großliniges Deckenbau-Konzept überführt hatte, wurden in einer Fülle von Detailuntersuchungen tektonische Decken und Deckengruppen nach Ausbildung, Abfolge und Alter ihrer Gesteinsserien definiert. In den sedimentären Bereichen sind die Konturen dieser Einheiten heute meist klar und unstrittig festgelegt. Bei den metamorphen Komplexen bestehen aber vielfach noch erhebliche Unsicherheiten, sowohl hinsichtlich ihrer Begrenzung als auch bei der paläogeographischen Interpretation.

Dies gilt insbesondere für die tiefsten Bau-Einheiten der Helleniden, deren schwach metamorphe Serien auf dem Peloponnes weithin zutage treten. Die Plattenkalk-Serie gilt als tiefstes tektonisches Stockwerk. Es besteht vom Liegenden zum Hangenden aus den klastischen Kastania-Schichten (Kastania-Phyllite nach DITTMAR & KOWALCZYK 1991), einer Hornstein-führenden Karbonatischen Abfolge und schließlich aus den Vathia-Schichten, einer klastischen Formation, die von den Sedimentfolgen des Westhellenischen Flysch grundverschieden ist (MANUTSOGLU 1990). Über dieser oft als parautochthon gedeuteten Plattenkalk-Serie lagern hier die Westhellenischen Decken (JACOBSHAGEN et al. 1976; JACOBSHAGEN 1986), deren tiefere Einheiten aus Schieferserien mit Einschaltungen verschiedener Meta-Sedimente und -Vulkanite bestehen. Mit durch-

\*) Anschrift der Verfasser: Dr. E. MANUTSOGLU, Dr. D. MERTMANN, Prof. Dr. V. JACOBSHAGEN, Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik der Freien Universität Berlin, Malteserstr. 74—100, 12249 Berlin.

aus unterschiedlichen Konzepten wird hier meist zwischen einer tektonisch tieferen Phyllit-Quarzit-Serie und den lithologisch sehr mannigfaltigen, schwächer oder kaum metamorphen Tyros-Schichten in höherer Position unterschieden. Darüber folgt schließlich — in der Regel mit tektonischem Kontakt — der nicht-metamorphe Tripolitza-Kalk.

In dieser Arbeit geht es um den höheren Teil der Westhellenischen Decken, insbesondere um die Tyros-Schichten und die basalen Teile des Tripolitza-Kalks sowie um die Relation dieser beiden Schichtgruppen zueinander. Das Gebiet nordöstlich von Gythion (Peloponnes) ist dabei von besonderem geologischen Interesse, da hier zum einen der Übergang zwischen den klastisch-vulkanischen Tyros-Schichten und dem Tripolitza-Kalk nur wenig gestört ist und zum anderen die unteren Teile des Tripolitza-Kalks kontinuierlich erschlossen sind (Abb. 1, Abb. 2).

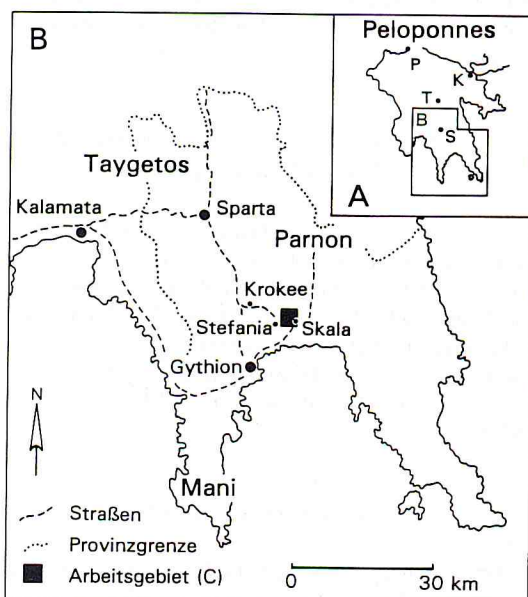


Abb. 1: Geographische Übersicht zur Lage des Arbeitsgebietes auf dem Peloponnes (A und B) in der Umgebung von Skala. P — Patras, K — Korinth, T — Tripolis, S — Sparta.

Fig. 1: Location of the research area on the Peloponnesus (A and B) in the surroundings of Skala. Abbreviations see above.

Die Tyros-Schichten (Benennung in Anlehnung an KTENAS 1924, 1926) sind auf die Phyllit-Quarzit-Serie oder gar direkt auf die Plattenkalk-Serie überschoben worden. FYTROLAKIS (1971), PANAGOS et al. (1979), THIEBAULT & KOZUR (1979), BRAUER et al. (1980), THIEBAULT (1982), SKARPELIS (1982),

BRAUER (1983), LALLEMANT (1984) und DOERT et al. (1985) beschäftigten sich mit litho- und biofaziellen Aspekten der Tyros-Schichten.

Oberpermische Schichten — plattige Karbonat-Gesteine, phyllitische Schiefer, Quarzschiefer und darauf überschobene Vulkanite — sind durch Algen- und Foraminiferen-Bestimmungen nur an einer Stelle des Süd-Peloponnes bei Ano Selitza/Messenien belegt (FYTROLAKIS 1971; THIEBAULT 1982; DOERT & KO-WALCZYK 1985). Weitere Vorkommen oberpermischer Tyros-Schichten meldete THIEBAULT (1982) bei Karveli im Zentral-Taygetos und bei Agoriani im Nord-Taygetos. Phyllite und Karbonat-Gesteine der Tyros-Schichten mit Einschaltungen von Konglomeraten und Sandsteinen wurden aus dem Raum Krokee von PANAGOS et al. (1979), LALLEMANT (1984) und DOERT et al. (1985), bei Molaï von BRAUER et al. (1980) und bei Monemvassia von PARASKEVOPOULOS (1964) beschrieben und mit Foraminiferen und Conodonten in das Intervall Skyth — Anis eingestuft. Ladin wurde bisher in den Tyros-Schichten nicht nachgewiesen. THIEBAULT & KOZUR (1979), BRAUER et al. (1980) und DOERT et al. (1985) fanden aber Ostracoden und Foraminiferen des Karn in Karbonat-Gesteinen der Umgebung von Molaï und bei Krokee.

Aus der Region von Ag. Dimitrios — Velies (SE-Peloponnes) beschrieben SENOWBARI-DARYAN & VARTIS-MATARANGAS (1989) Dolomite und Kalke einer flachen, teils intertidalen Karbonatplattform, die sie durch *Palaxius veliensis* n.sp. als wahrscheinlich norisch-rhätisch datierten. Für die Zuordnung dieser Gesteine zu den Tyros-Schichten trat auch BRAUER (1983) ein.

Die Gesteinsabfolge des Tripolitza-Kalks besteht aus Sedimenten neritischer Fazies: U.a. massigen, dunklen bituminösen Dolomiten, dolomitischen Kalken, Stromatolithen, Loferiten sowie Bioklast-, Peloid- und Ooidkalken.

RENZ (1955) postulierte eine stratigraphische Reichweite von Nor bis Eozän. Weitau die meisten Arbeiten über den Tripolitza-Kalk beziehen sich auf litho- und biostratigraphische Aspekte jüngerer Anteile, d.h. auf jurassische und kretazische Karbonat-Gesteine. Als sichere biostratigraphische Indikatoren gelten *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA für Lias im unteren Teil des Tripolitza-Kalks und in einem höheren Niveau *Kurnubia* und *Cladocoropsis mirabilis* FELIX (TSAILA-MONOPOLIS 1977; JACOBSHAGEN 1986) für unteren Malm.

Kreide- und Tertiär-Anteile sind durch eine Vielzahl typischer Algen und Foraminiferen nachgewiesen (u.a. TSAILA-MONOPOLIS 1977). Es sind aber



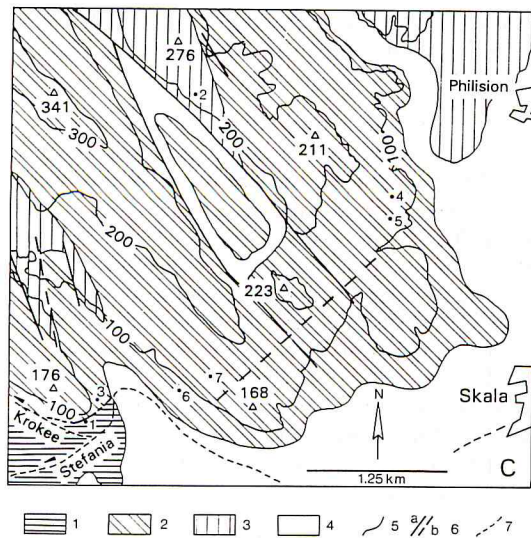


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Skala (zusammengestellt nach Kartierungen von MITRITZ (1992) und WASCINSKI (1992), ergänzt nach eigenen Beobachtungen).  
 1 — Tyros-Schichten, 2 — Tripolitza-Kalk des Nor/Rhät, 3 — Tripolitza-Kalk des Lias und jüngerer Stufen, 4 — Tertiär/Quartär, ungliedert, 5 — Schichtgrenzen, 6 — Störungen, a gesichert, b vermutet, 7 — Straßen. Punkt 1 der Karte entspricht der Lage des Profils in Abb. 3; die Punkte 2 bis 8 zeigen die jeweilige Entnahmestelle der Dünnschliffproben.

Fig. 2: Geological map of the surroundings of Skala (compiled after field work of MITRITZ (1992), and WASCINSKI (1992), own observations added).  
 1 — Tyros Beds,  
 2 — Tripolitza Limestone of the Norian/Rhaetian,  
 3 — Tripolitza Limestone of the Liassic or younger ages,  
 4 — Tertiary/Quaternary, not subdivided,  
 5 — boundaries between formations, 6 — faults, a certain, b estimated, 7 — roads.  
 Point 1 of this map indicates the location of the section drawn in fig. 3,  
 the points 2 to 8 show the locations of sampling for the thin sections.

auch ausschließlich triassische Teile des Tripolitza-Kalks aus isolierten tektonischen Klippen durch Funde von diversen Foraminiferen und anderen Fossilien an verschiedenen Lokalitäten des Peloponnes belegt (vgl. auch TATARIS & MARAGOUAKIS 1965; THIEBAULT & ZANINETTI 1974; DE WEVER 1976; TSAILA-MONOPOLIS 1977; BRAUER et al. 1980; THIEBAULT 1982; LALLEMANT 1984; THIEBAULT et al. 1985).

Die Abfolge Tyros-Schichten — Tripolitza-Kalk ist meist tektonisch gestört. Der Kontakt zwischen beiden Formationen ist weiträumig eine Decken-

bahn; stratigraphisch verschieden alte Teile des Tripolitza-Kalks, u. a. isolierte Trias-Klippen, Jura, Kreide oder Tertiär, überlagern Tyros-Schichten, Phyllit-Quarzit-Serie oder sogar Plattenkalk-Serie. Die Frage nach dem primären Schichtverband, der die basale Folge der Tripolitza-Plattform ausmachte, ist trotz Annahme von winkeldiskordantem Kontakt (DERCOURT 1964; THEODOROPoulos 1974; D. RICHTER 1975) oder kontinuierlichem Übergang (KTENAS 1924, 1926; LEKKAS & PAPANIKOLAOU 1978; DORN-SIEPEN 1988) bisher offen. Es fehlten klare biostratigraphische Datierungen der basalen Teile des Tripolitza-Kalks in Profilen, wo dieser die Tyros-Schichten wohl konkordant überlagert und außerdem nach oben kontinuierlich in jurassische Anteile übergeht. Die Schichtfolge in dem flach hügeligen Arbeitsgebiet zwischen den Straßen Stefania-Krokee und Stefania-Skala erwies sich nun aufgrund guter Aufschlußverhältnisse, diverser Fossilfunde im basalen Tripolitza-Kalk und einer lithostratigraphischen Einstufung der Tyros-Schichten darunter als geeignet, diese Lücke zu schließen.

## 2. Die Basis der Tripolitza-Plattform im Arbeitsgebiet

Die untersuchte Gesteinsfolge im Arbeitsgebiet besteht aus Tyros-Schichten und tieferen Teilen des Tripolitza-Kalkes. Konventionell werden beide dadurch unterschieden, daß die Tyros-Schichten Metavulkanite, Metatuffe oder Metatuffite aufweisen und damit verknüpft Vorkommen von Hellglimmern in den zugehörigen Karbonat-Gesteinen (MANUTSGLU 1990).

### 2.1. Tyros-Schichten

Im Arbeitsgebiet setzen die Tyros-Schichten mit kompakten Vulkaniten, vergrünten oder violetten, porphyrischen Andesiten mit großen Feldspat-Phänokristallen („Porfido verde antico“) sowie mit Tuffen/Tuffiten und Tonschiefern ein. Die Vulkanite sind auch westlich des Arbeitsgebietes weit verbreitet. Geochemisch und petrographisch wurden sie von PE-PIPER & KOTOPOULI (1981), PE-PIPER et al. (1982) und SKARPELIS (1982) beschrieben. Die Tuffe/Tuffite sind grün oder rötlich-violett. Beide weisen Feldspäte und Quarz in unterschiedlichen Mengenverhältnissen und wechselnden Größen (zumeist wenige Millimeter, seltener bis zu 1,5 cm) auf. Es bestehen fließende Übergänge von Tuffiten zu Tonschiefern. Die Pyroklastite wechsellagern mit hellen oder braunen Kalklagen (8–25 cm). Fossilien wurden in diesen Kalken nicht gefunden. Dieser Abschnitt

entspricht den „Stefania volcanics“ der Einheit D von PANAGOS et al. (1979) bzw. der Einheit C von DOERT et al. (1985).

Im Hangenden kommen nur Pyroklastite, aber keine Vulkanite vor. Sowohl die Zahl als auch die Mächtigkeit eingeschalteter Karbonat-Bänke nimmt nach oben zu. Auch der Anteil siltig-sandiger Sedimente steigt an. Bei den Karbonat-Gesteinen handelt es sich zumeist um ockerfarbene bis braune, selten auch hellere dolomitische Kalke. Neben limonitischen Ausscheidungen wurden auf Kluftflächen Ankerit- und Pyritkristalle beobachtet. Charakteristisch ist, daß sich im Gestein unter der Lupe Hellglimmerfetzen erkennen lassen, die in unregelmäßigen Abständen sogar diskrete Lamellen bilden. Dieser Abschnitt kann gut mit dem „membre detritico-carbonaté“ der Formation von Moni-Sotyros nördlich von Molai korreliert werden. Dort wurde von THIEBAULT & KOZUR (1979) in den Dolomiten und Kalken eine reiche Ostracoden-Fauna (u.a. *Bisulcocypris* n. sp., *Simeonella brotzenorum alpina* BUNZA & KOZUR, *Lutkevichinella oblonga* KOZUR, *Albacythere* cf. *rectangularis* KOZUR) des unteren bis mittleren Karn festgestellt.

Die höchsten 1.50 m der Tyros-Schichten (Abb. 3) bestehen im Arbeitsgebiet aus Tonschiefern, Tuffiten und einzelnen Dolomitbänken, die unter dem Mikroskop im Gegensatz zu den überlagernden grobkristallinen, massigen Dolomiten des Tripolitza-Kalk

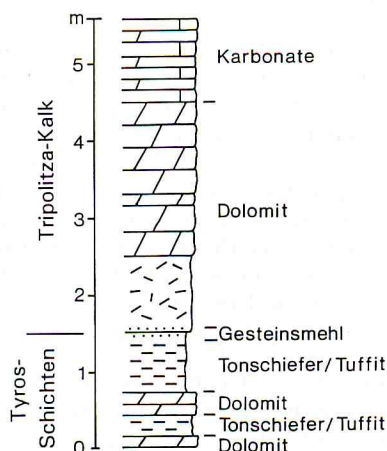


Abb. 3: Der Übergang von den höchsten Tyros-Schichten zum Tripolitza-Kalk im Profil an der Kreuzung zwischen den Straßen Krokee — Stefania — Skala (Punkt 1 der Abb. 2).

Fig. 3: Section of the transition from the uppermost Tyros Beds into the Tripolitza Limestone near the road cross of Krokee — Stefania — Skala (Location 1 from fig. 2).

deutlich zwei Generationen von Hellglimmern zeigen. Die Glimmer der ersten Generation sind schichtparallel eingeregelt und größer als 160  $\mu\text{m}$ . Die zweite Generation besteht aus Sericit-Neubildungen ohne bevorzugte Orientierung kleiner als 40  $\mu\text{m}$ .

Zusammen mit Teilen der unteren Bank des Tripolitza-Kalk stellt dieser Bereich eine Zone dar, die in engem Raum verformt wurde. Indikatoren, um festzustellen, ob die Bewegung im cm- oder m-Bereich abgelaufen ist, wurden nicht gefunden. Während der Verformung wurde der untere Tonschiefer/Tuffit-Horizont durch bruchhafte Scherflächen phacoidisiert. Die überlagernde Dolomitbank zeigt dagegen nur Kluftflächen senkrecht zur Schichtung. Die darin befindlichen Hellglimmer der ersten Generation sind unverändert. Die Dolomit/Calcitkörner sind nur teilweise zerbrochen. Es fehlen also Hinweise sowohl auf eine duktile Verformung als auch auf eine progressive Kataklyse. Ein anderes Bild zeigt der zweite Tonschiefer/Tuffit-Horizont. Das Material wurde durch eine progressive Kakiritisierung weitgehend zertrümmert. Besonders im höchsten Teil kommt Gesteinsmehl vor. Im Hangenden folgt der Tripolitza-Kalk, zuunterst mit einer 3 m dicken, grobkristallinen, gelbbraunen und massigen Dolomitbank ohne Hellglimmer. Ihr unteres Drittel ist in ungleich große Gesteinsfragmente zerbrochen; höher blieb das sedimentäre Gefüge erhalten.

Der Grenzbereich zwischen Tyros-Schichten und Tripolitza-Kalk wurde während einer oberflächennahen Kakiritisierung besonders in seinen inkompetenten Anteilen verformt, während die kompetenten Bänke weniger deformiert sind. Daher sehen wir diesen nicht als Deckenbahn, sondern als nahezu intakten primären Kontakt, der lokal im Zuge des weiträumigen Transportes der Oberen Westhellenischen Decken erhalten blieb.

## 2.2. Tripolitza-Kalk

Der Tripolitza-Kalk besteht im Arbeitsgebiet weitgehend aus hellen bis mittelgrauen, im Anschlag dunkelgrauen, mittel- bis dünnbankigen, auch plattigen Dolomiten, dolomitischen Kalken und Kalken. Silcknollen und -lagen, meist schwarz und schichtparallel eingelagert, sind diagenetischen Ursprungs. Stratigraphisch umfaßt diese Gesteinsfolge das Nor/Rhät und zumindest den Lias. In dieser Arbeit beschränken wir uns auf die Fazies-Angaben zu triassischen Anteilen. Kontinuierlich gehen diese in die liassischen Partien über. Turmschnecken und dickschalige Muscheln (Lithiotiden) — letztere treten sowohl gesteinsbildend und in Lebendstellung auf — sind schon im Gelände markant. Darüber hinaus



gibt es Echinodermen, Ostrakoden, Foraminiferen und Algen in häufig peloidischen Mikrospariten und Spariten. *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA (Taf. 1.1) belegt hier eindeutig die Zuordnung zum Lias.

Aus den obertriassischen Anteilen des Tripolitza-Kalks wurden 150 Gesteinsproben im Gelände verteilt gesammelt. Neben sekundären Dolomiten ließen sich sechs Faziestypen unterscheiden, die nach DUNHAM (1962) sowie den Ergänzungen von EMBRY & KLOVAN (1971) und FLÜGEL (1978) benannt werden.

a. *Stromatolithe* (Taf. 1.2) sind außerordentlich häufig und machen dicke, einheitliche Schichtpakete aus. Die Wuchsformen sind laminar oder domförmig, im cm bis dm-Bereich. Teilweise sind sie von Rissen durchzogen, die auf Schrumpfung während Austrocknungsphasen hinweisen. Darin sind kleine Intraklasten angereichert. Open-Space-Gefüge sind schichtparallel eingeschaltet und mit Calcit-Kristallen gefüllt.

b. Der vorkommende *Mudstone* ist durch schichtparallel angeordnete, unregelmäßig geformte Fenstergefüge, die mit Sparit ausgekleidet sind, charakterisiert. Seltener kommen auch geopetale Füllungen vor, die durch Kristallsilt an der Basis gekennzeichnet sind.

c. Im *Pelletal Grainstone* sind dicht gepackte fecal pellets die Hauptkomponenten. Sie sind dunkel gefärbt, bis 0,5 mm groß, bestehen aus dichtem Mikrit und besitzen eine runde, ventral abgeplattete, im Längsschnitt rechteckige Form. Einige zeigen ein charakteristisches Streifen- und Kanalmuster (Taf. 1.3), das eine Bestimmung als *Parafavreina thoronetensis* BRÖNNIMANN, CARON & ZANINETTI erlaubt. Ihre zeitliche Verbreitung ist auf Nor bis Bajocium beschränkt (MOLINARI PAGANELLI et al. 1984).

Bestimmungsmerkmal der Form-Genera fossiler Anomuren-Koprolithen (SENOWBARI-DARYAN 1979) ist die Art des Querschnittes der Längskanäle; die Form-Spezies wird durch Zahl und Anordnung der beiden bilateral-symmetrischen Kanalgruppen bestimmt. Für *Parafavreina* wird nach dem Holotyp ein isoscler, triangularer Querschnitt als typisch erachtet (BRÖNNIMANN 1977; BRÖNNIMANN et al. 1972; MOLINARI PAGANELLI et al. 1984).

Die vorliegenden Peloiden weisen dreieckige Kanäle auf, die allerdings durch diagenetische Effekte öfter rundlich sind. Die Anordnung der medianen Kanäle, aus fünf Einzelkanälen zusammengesetzt, verläuft parallel zur Mittel-Symmetrieachse. Die Marginal- und Mittelserien sind im Halbkreis, fast parallel zum Außenrand angeordnet.

d. In dem seltenen *Biogenen Wackestone* sind einige Echinodermenfragmente, Ga-

stropoden, Zweischaler- und Ostracodenreste, Schwamm-Sklern, Microproblematica unterschiedlicher Form sowie bestimmbare Foraminiferen locker verteilt. Es handelt sich um

— schlecht erhaltene, nicht näher zu bestimmende Formen von *Ammobaculites* sp.,

— *Earlandia tintinniformis* (MIŠIK); das einzige Exemplar ist 250 µm lang und besitzt eine mikrogroßkörnige, dünne Wand,

— *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN) und *Aulotortus communis* (KRISTAN) mit teilweise rekristallisierten Gehäusen. Der Aufrollungsmodus ist bei der erstgenannten Form stabil planispiral, der Deuterolocus dünnwandig. Bei *Aulotortus communis* (Taf. 1.4) ist der Aufrollungsmodus normal planspiral mit Abweichungen davon nur im Jugendstadium. Eine mediane Aufwölbung ist typisch und

— *Trocholina permodiscoides* OBERHAUSER (Taf. 1.5); die Gehäuse sind konisch, der Apikalwinkel ist relativ groß. Die trochospirale Aufrollung umfaßt maximal acht Umgänge, die sich vollständig umhüllen. Die Umbilikalmasse ist einheitlich.

Die hier aufgeführten Arten von *Trocholina* und *Aulotortus* (zur Nomenklatur von *Aulotortus* vgl. PILLER 1978) werden von ZANINETTI (1976) als typische Anzeiger für Nor/Rhät gewertet.

e. Für den *Lithoklastischen Rudstone* (Taf. 1.6) sind ausschließlich Lithoklasten, eckig bis schwach kantengerundet, in mm bis cm-Größe typisch. Ihr "fitting" ist wechselnd, zum Teil niedrig, zum Teil sind Bruchstücke nur durch dünne Calcit-Stege getrennt. Eine Faziesvariante enthält Intraklasten aus Fragmenten von mudstones, peloidischen grainstones und/oder von Stromatolithen. Letztere überwiegen in einigen Proben deutlich. Seltener ist eine zweite Faziesvariante mit "black pebbles" und Resten von Stromatolithen.

f. *Pisolithische Rudstones* (Taf. 1.7) sind eher selten und auf einzelne Bänke beschränkt. Die Pisolithe (Nomenklatur in Übereinstimmung mit TUCKER & WRIGHT 1990) besitzen einen Kern aus Mikrit, Algenmatten-Relikten, zerbrochenen Teilen älterer Pisolithe oder Pisoid-Aggregaten. Sie kommen als Einzel- oder Mehrfachpisolithe vor und können durch biogene Aktivität zu Pisoid-Aggregaten verkitet sein. Teilweise sind sie zerbrochen. Die Randlaminae zeigen oft sekundäre Anlösungserscheinungen. Zwischen den Komponenten findet sich überwiegend Sparit.

## Interpretation des Ablagerungsmilieus

Die Faziestypen des norisch-rhätischen Tripolitza-Kalks zeigen, daß die Sedimentation in einem intertidalen bis flach subtidalen Bereich stattfand. Stromatolithe waren weitverbreitet. Auftauchperioden sind durch Trockenrisse nachzuweisen. In flach eingetieften Tümpeln auf den Bakterienmatten entstanden die Pisolithe. Eng verzahnt mit beiden Faziestypen sind die im gleichen Milieu gebildeten "mudstones". Im flachen Subtidal mit eingeschränkter Wasserzirkulation wurden die peloidischen und biogenführenden Kalke gebildet. Aufarbeitung aller vorhandenen Faziestypen geschah während Perioden erhöhter Wasserbewegung. Besonders sind die Bakterienmatten davon betroffen.

## 3. Ergebnisse und Schlußfolgerungen

Unsere biostratigraphischen Ergebnisse zeigen, daß die rein karbonatische Sedimentation der Tripolitza-Plattform über den höchsten Tyros-Schichten lokal im Nor/Rhät einsetzte und kontinuierlich in den Lias hinein fort dauerte. Die Alterseinstufung der beschriebenen Schichtfolge erfolgte mit Hilfe von Koprolithen (Nor — Bajocium), Foraminiferen (Nor/Rhät) und Algen (Lias). Die Sedimentation fand auf einer Karbonat-Plattform im intertidalen bis flach subtidalen Milieu statt. Zwischen den im tieferen Teil überwiegend klastischen Sedimenten der Tyros-Schichten und dem rein karbonatischen Tripolitza-Kalk bestand ein kontinuierlicher Übergang, der heute in der Regel gestört ist.

Das Ende der vulkano-sedimentären Einschaltungen in den Tyros-Schichten ist diachron. Schon KTENAS (1926) schloß nicht aus, daß Tuffe und Tuffite auch während der Trias weiterhin abgelagert wurden (vgl. auch TATARIS & MARAGOUidakis 1955). THIEBAULT & KOZUR (1979) konnten nördlich des Arbeitsgebietes noch vulkano-sedimentäre Einschaltungen im Karn nachweisen. BRAUER et al. (1980) nannten eine Lokalität südwestlich von Chavallas / SE-Lakonien, wo noch über einem Karbonat-Gesteinsverband mit norischen Foraminiferen Tuffite vorkommen. SENOWBARI-DARYAN & VARTIS-MATARANGAS (1988) erwogen für die von ihnen beschriebene, den Tyros-Schichten zugeordnete Abfolge mit *Palaxius veliensis* n. sp. ebenfalls ein norisch/rhätisches Alter. Sowohl im Arbeitsgebiet als auch in der Umgebung von Lagon enthält der Horizont mit norisch/rhätischen Foraminiferen aber keine vulkano-sedimentären Einschaltungen und ist bereits Teil einer mächtigen und einheitlichen Abfolge von Karbonat-Gesteinen, die von uns als der tiefste Teil des Tripolitza-Kalks angesehen werden.

## Danksagung

Für die Überlassung von Proben sowie Kartierungsergebnissen danken wir Frau F. WASCINSKI und Frau Dipl. Geol. I. MITRITZ (beide Berlin). Das Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME), Athen, erteilte die Arbeitserlaubnis und stellte topographische Unterlagen zur Verfügung. Dafür sei besonders den Herren Dr. A. MAVRIDIS und Dr. D. MATARANGAS gedankt.

## 4. Schriftenverzeichnis

- BRAUER, R. (1983): Das Präneogen im Raum Molaï-Talanta (SE-Lakonien, Peloponnes, Griechenland). — Frankfurter geowiss. Arb., A, 3: 284 S.; Frankfurt.
- , ITTNER, R. & KOWALCZYK, G. (1980): Ergebnisse aus der „Phyllit-Serie“ SE-Lakonien (Peloponnes, Griechenland). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1980: 129–144; Stuttgart.
- BRÖNNIMANN, P. (1977): Revision of the lectotype of *Favreina palevensis* (PAREJAS) (Crustacea, Decapoda) and description of favreine form-species from the Jurassic and Cretaceous of Scotland, Portland, Yugoslavia and Pakistan. Paläont. Z., 50: 40–56; Stuttgart.
- , CARON, J. P. & ZANINETTI, L. (1972): *Parafavreina* n. gen., a new thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolite form-genus from the Triassic and Liassic of Europe and North Africa. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21: 941–956; Innsbruck.
- DERCOURT, J. (1964): Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrionale. — Ann. géol. Pays hellén., (I), 15: 1–418; Athenes.
- DE WEVER, P. (1976): Données stratigraphiques nouvelles sur la série de Tripolitza du Trias à l'Eocène (Péloponnèse, Grèce). — Ann. Soc. Géol. Nord, 96: 79–87; Lille.
- DITTMAR, U. & KOWALCZYK, G. (1991): Die Metaklastite im Liegenden der Plattenkalk-Karbonate des südlichen Peloponnes. — Z. dt. geol. Ges., 142: 209–227; Hannover.
- DOERT, U. & KOWALCZYK, G. (1985): Die permischen Schichten südlich Kalamata (Messenien/Peloponnes). — Geol. Bl. NO-Bayern, 34/35: 675–698; Erlangen.
- , KOWALCZYK, G., KAUFFMANN, G. & KRAHL, J. (1985): Zur stratigraphischen Einstufung der „Phyllit-Serie“ von Krokee und der Halbinsel Xyli (Lakonien, Peloponnes). — Erlanger geol. Abh., 112: 1–10; Erlangen.
- DORNSIEPEN, U. (1988): Zur Geologie der Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes. — Habil.-Schrift FU Berlin, 149 S.; Berlin. — [Unveröff.]
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional textures. — Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 1: 108–121; Ottawa.



- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E. (1971): A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. — *Bull. Can. petrol. Geol.*, **19**: 730–781; Ottawa.
- FLUEGEL, E. (1978): Microfacies analysis of limestones. — 633 S.; Berlin (Springer).
- FYTROLAKIS, N. (1971): Geologische Untersuchungen in der Provinz von Pylias (Messenien — Peloponnes). — *Ann. géol. Pays hellén.*, **23**: 57–122; Athenes.
- JACOBSHAGEN, V. (1986): Geologie von Griechenland. — 363 S.; Berlin — Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- , MAKRIS, J., RICHTER, D., BACHMANN, G. H., DOERT, U., GIESE, P. & RISCH, H. (1976): Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes. — *Z. dt. geol. Ges.*, **127**: 337–363; Hannover.
- KTENAS, K. A. (1924): Formations primaires semimétamorphiques au Péloponnèse central. — *C. R. somm. Soc. géol. France*, **24**: 61–63; Paris.
- (1926): Sur le développement du Primaire au Péloponnèse central. — *Prakt. Akad. Athin.*, **1**: 53–59; Athenes.
- LALLEMANT, S. (1984): La transversale nord-maniote. Étude géologique et aéromagnétique d'une structure transverse à l'arc égéen externe. — (Thèse 3ème cycle Univ. Pierre et Marie Curie) *Mém. Sci. Terre Acad. Paris*, **84**: 28; 164 S.; Paris.
- LEKKAS, S. (1978): Données nouvelles sur la stratigraphie et la structure de la région au SE de Tripolis (Péloponnèse central). — *Ann. géol. Pays hellén.*, **29**: 226–264; Athenes.
- & PAPANIKOLAOU, D. (1978): On the phyllite problem in Peloponnesus. — *Ann. géol. Pays hellén.*, **29** (1977): 395–401; Athenes.
- MANUTSGLU, E. (1990): Tektonik und Metamorphose der Plattenkalk-Serie im Taygetos (Peloponnes, Griechenland). — *Berliner geowiss. Abh.*, **A129**: 1–82; Berlin.
- MITRITZ, I. (1992): Geologische Kartierung in der Tripolitza-Subzone westlich von Skala (Lakonien, Südpeloponnes). — *Diplom-Kartierung Freie Univ. Berlin*, **43** S.; Berlin. — [Unveröff.]
- MOLINARE PAGANELLI, V., PICHEZZI, R. M. & TILIA ZUCCARI, A. (1983–1984): I coproliti di crostacei. Rassegna bibliografica e annotazioni tassonomiche. Part II: generi *Helicerina*, *Palaxius*, *Parafavreina* e *Thoronetia*. — *Boll. Serv. Geol. Italia*, **104**: 309–344; Roma.
- PANAGOS, A. G., PE, G. G., PIPER, D. J. W. & KOTOPOULI, C. N. (1979): Age and stratigraphic subdivision of the Phyllite Series, Krokee region, Peloponnese, Greece. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1979**: 181–190; Stuttgart.
- PARASKEVOPOULOS, G. M. (1964): Die alpine Dislokationsmetamorphose im zentralpeloponnesisch-kretisch metamorphen System. — *N. Jb. Miner., Abh.*, **101**: 195–209; Stuttgart.
- PE-PIPER, G. G. & KOTOPOULI, C. N. (1981): Very low grade metamorphism of Mid-Triassic volcanics, West Hellenic nappes, southern Peloponnes, Greece. — *Tectonophysics*, **85**: 253–272; Amsterdam.
- , PANAGOS, A. G., PIPER, D. J. W. & KOTOPOULI, C. N. (1982): The mid Triassic volcanic rocks of Laconia, Greece. — *Geol. Mag.*, **119**: 77–85; Cambridge.
- PERYT, T. (1983): Coated grains. — 655 S.; Berlin — Heidelberg — New York (Springer).
- PHILLIPPSON, A. (1982): Der Peloponnes. — 642 S.; Berlin.
- PILLER, W. (1978): Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias. — *Beitr. Paläont. Österreich*, **5**: 1–164; Wien.
- RENZ, C. (1940): Die Tektonik der griechischen Gebirge. — *Pragm. Akad. Athen.*, **8**: 1–17; Athen.
- (1955): Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formation Griechenlands. — 637 S.; Athen (Inst. Geol. Subsurf. Res.).
- RICHTER, D. (1975): Probleme der Metamorphose auf dem Peloponnes (Griechenland). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **194**: 129–147; Stuttgart.
- RIDING, R. (1991): Classification of microbial carbonates. — In: RIDING, R. (ed.): *Calcareous algae and stromatolites*. — 21–50; Berlin.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & VARTIS-MATARANGAS, M. (1989): *Palaxius veliensis* n. sp., a new crustacean microcoprolite from the Upper Triassic of Greece. — *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **29**: 133–139; München.
- SKARPELIS, N. S. (1982): Metallogeny of massive sulfides and petrology of the external metamorphic belt of the Hellenides (SE Peloponnesus). — *Diss. Univer. Athen.* (griech. m. engl. Zusammenfassung), 149 S.; Athen.
- TATARSİ, A. A. & MARAGLOUDAKIS, N. (1965): The stratigraphy of Trias and Jura of Tripolitza zone in Kynouria (Peloponnesus). — *Bull. geol. Soc. Greece*, **6**: 353–363; Athen.
- THEODOROPOULOS, D. (1974): Geologische und morphologische Beobachtungen im Gebiet von Neapolis (Süd Peloponnes). — *Ann. géol. Pays. Hell.*, **25**: 445–466; Athen.
- THIBAULT, F. (1982): Evolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnès méridional (Grèce). — *Soc. Géol. Nord*, **6**: 1–574; Villeneuve d'Ascq.
- & KOZUR, H. (1979): Précisions sur l'âge de la formation de Tyros (Paléozoïque supérieur-Carnien) et de la base de la série de Gavrovo-Tripolitza (Carnien) (Péloponnèse méridional, Grèce). — *C. R. Acad. Sci. Paris, (D)*, **288**: 23–26; Paris.



- THIEBAULT, F., LALLEMANT, S., LYBERIS, N. & ZANINETTI, L. (1985): Précisions stratigraphiques, structurales et métamorphiques sur les nappes des Phyllades et de Gavrovo-Tripolitza dans la région de Krokee (Péloponnèse méridional, Grèce). Conséquences sur l'interprétation du volcanisme „andésitique” triasique. — C. R. Acad. Sc. Paris, **13**: 625–630; Paris.
- & ZANINETTI, L. (1974): Sur l'existence d'une Trias calcarodolomitique dans le massif de Taygète (Péloponnèse méridional, Grèce). — C. R. Acad. Sci. Paris, (D), **278**: 581–583; Paris.
- TSAILA-MONOPOLIS, S. (1977): Micropaleontological and stratigraphical study of the Tripolitza (Gavrovo) Zone in the Peloponnesus. — Geol. Geophys. Res., **20**: 1–99; Athen.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. (1990): Carbonate sedimentology. — 462 S., Oxford (Blackwell).
- WASCINSKI, F. (1992): Kartierung des Gebietes nördlich von Skala (Süd-Peloponnes). — Diplom-Kartierung Freue Univ. Berlin, 59 S.; Berlin. — [Unveröff.]
- ZANINETTI, L. (1976): Les foraminifères du Trias. — Riv. Ital. Paleont., **82**: 1–258; Milano.
- Eingang des Manuskriptes: 6. 8. 1992  
Revidierte Fassung: 23. 10. 1992  
Annahme zum Druck: 1. 12. 1992

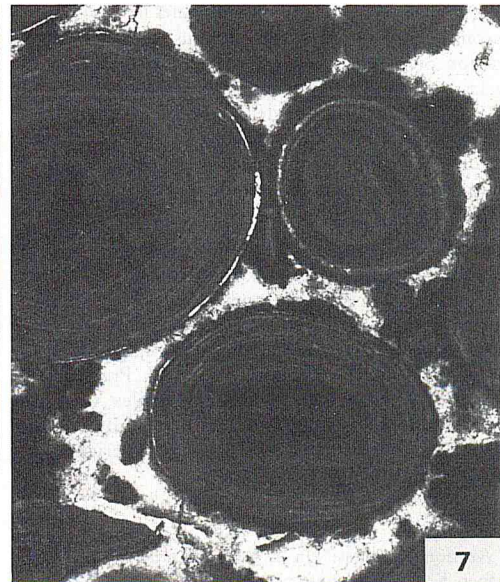
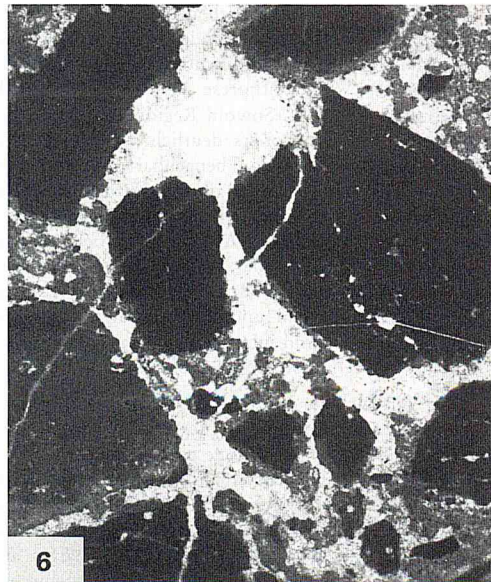
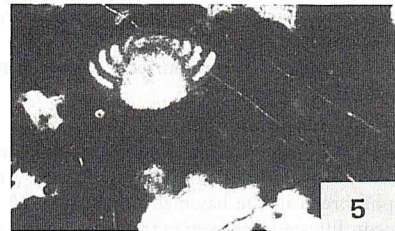
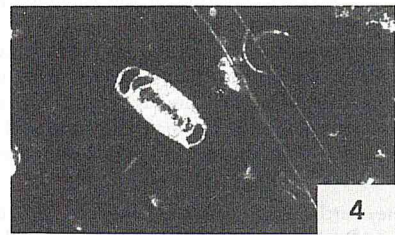
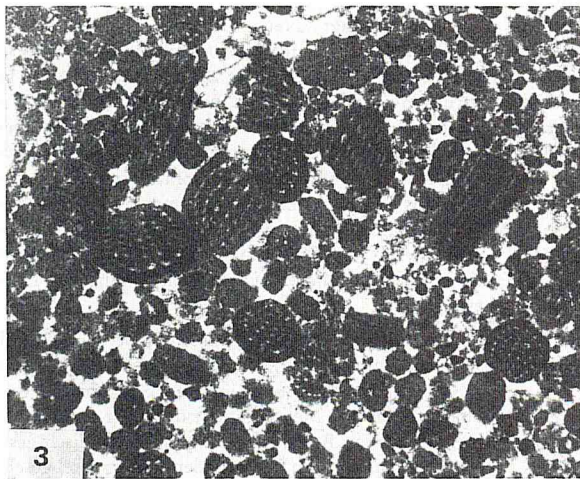
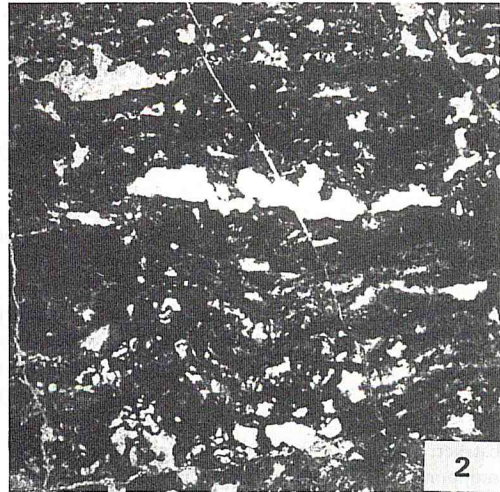
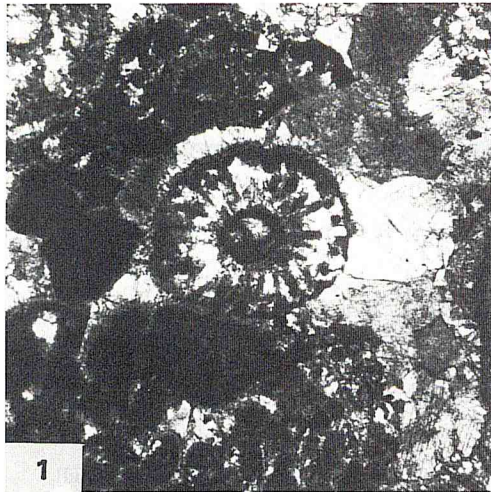
### Tafel 1

- 1.1 Querschnitt durch *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA. Die Alge befindet sich in einem biogenreichen grainstone des Tripolitza-Kalk, der dadurch als Lias eingestuft wird.  
Probenpunkt 2, Bildbreite 0,35 cm.
- 1.2 Stromatolithischer bindstone mit domförmig aufgewölbten Laminae.  
Probenpunkt 3, Bildbreite 0,8 cm.
- 1.3 Pelletal grainstone mit strukturierten und nicht strukturierten fecal pellets in einer sparitischen Grundmasse. Links unten ein Peloid mit den für *Parafavreina thoronetensis* BRÖNNIMANN, CARON & ZANINETTI typischen Kanalreihen parallel zur Mittelsymmetrie-Ebene und zum Außenrand.  
Probenpunkt 4, Bildbreite 0,4 cm.
- 1.4 *Aulotortus communis* (KRISTAN), Bestandteil eines biogenen wackestone.  
Probenpunkt 5, Bildbreite 0,28 cm.
- 1.5 *Trocholina permodiscoides* OBERHAUSER  
Probenpunkt 5, Bildbreite 0,28 cm.
- 1.6 Lithoklastischer rudstone mit dunkel gefärbten Extraklasten (Black pebbles) sowie helleren Intraklasten.  
Probenpunkt 6, Bildbreite 0,8 cm.
- 1.7 Pisolithischer rudstone mit vollständigen und zerbrochenen Einfach- und Mehrfachpisoiden in einem sparitischen Zement.  
Probenpunkt 7, Bildbreite 0,8 cm.

### Plate 1

- 1.1 Cross-section through *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA. The fossil was found in a biogenous grainstone of the Tripolitza Limestone, and attributed to the Liassic.  
Sample, 2, width of photograph 0,35 cm.
- 1.2 Stromatolithic bindstone with updomed laminae.  
Sample 3, width of photograph 0,8 cm.
- 1.3 Pelletal grainstone with structured and non-structured fecal pellets in a sparite. Lower left: A pellet with the typical internal pattern of *Parafavreina thoronetensis* BRÖNNIMANN, CARON & ZANINETTI, showing rows of channels parallel to the plane of symmetry and to the outer margin.  
Sample 4, width of photograph 0,4 cm.
- 1.4 *Aulotortus communis* (KRISTAN), a skeletal grain of a biogenous wackestone.  
Sample 5, width of photograph 0,28 cm.
- 1.5 *Trocholina permodiscoides* OBERHAUSER  
Sample, 5, width of photograph 0,28 cm.
- 1.6 Lithoclastic rudstone with black pebbles, and lighter intraclasts.  
Sample 6, width of photograph 0,8 cm.
- 1.7 Pisolithic rudstone with complete and broken, single and compound pisoids within a sparitic cement.  
Sample 7, width of photograph 0,8 cm.







Z. dt. geol. Ges.	144	406—418 1 pl.	Hannover 1993
-------------------	-----	------------------	---------------

## The Rhodope Question viewed from Eastern Greece

ECKART VON BRAUN \*)

Tethys, Eurasia, basement, gneiss, ophiolite, polymetamorphism, Circum-Rhodope-Belt, Permo-Triassic (Makri unit), greenschist facies, Jurassic-Cretaceous (Melia unit), anchimetamorphism, flysch, collision, thrust, polyphase deformation, granite intrusion, molasse, Paleogene  
Greek Thrace, Rhodope Massif

**Abstract:** New field data gathered in W-Thrace provide an opportunity to review the available information on age and palinspastic position of the Rhodope massif. Its gneiss basement comprises a lower section of para- and orthogneisses, and an upper one of amphibolites, schists and marbles, with pre-metamorphic ophiolite insertions. Zonal anatexis can be attributed to a late Paleozoic, and an Upper Mesozoic event. The basement has been subjected to successive amphibolite- and greenschist-facies metamorphism with top-to-S directed transport.

The overthrust Circum-Rhodope-Belt (CRB) consists of a lower, Permo(?)–Triassic greenschist facies Makri Unit and an upper, anchi- to nonmetamorphic Jurassic-early Upper Cretaceous Melia Unit. The two CRB units are separated by thrust but transported in common to NW on top of the gneiss basement.

Because of their opposite tectonic polarities, CRB and basement must have mutually independent metamorphic histories ruling out the possibility to estimate a modal age of diaphthoresis in the basement on account of CRB emplacement. Inferred Campanian transgression in nearby SE-Bulgaria and basement derived olistostromes in basal Upper Cretaceous-Paleocene neoautochthonous deposits attest termination of regional metamorphism and anatexis well before late Cretaceous. Since pre-Campanian collision of the CRB in SE Rhodope, ductile deformation was replaced by brittle fracturing. Tertiary rifting and faulting allowed the ascent of effusive and intrusive intermediate and acid magmas during Paleogene molasse deposition.

In comparison with the Vardar Zone the CRB of SE Rhodope is deficient in manifestations of Upper Jurassic tectogenesis. From the Strandza Zone it is distinguished by Jurassic sea floor magmatism and continuous evolution from Jurassic radiolarian and flysch facies to Lower Cretaceous neritic carbonates. This renders more imprecision to the term "CRB" than originally conceived. Pre-Tethyan assemblage of the Rhodope basement complex with the Eurasian continental margin — as suspected from Lower Triassic sediment distribution in the southern periphery of Moesia — needs further verification.

[Die Rhodope-Frage,  
betrachtet von Ost-Griechenland]

**Kurzfassung:** Neue Geländebeobachtungen in W-Thrazien erlauben eine Bestandsaufnahme der über Alter und palinspastische Stellung des Rhodope Massivs verfügbaren Informationen. Sein Gneisssockel umfaßt eine untere Abteilung von Para- und Orthogneisen, und eine obere aus Amphiboliten, Schiefern und Marmoren mit prämetamorphem Einschüben von Ophiolith. Gebietsweise erfaßte Anatexis diesen Komplex im Jungpaläozoikum und im oberen Mesozoikum. Nacheinander wurde das Grundgebirge von einer Amphibolit- und einer Grünschieferfazies-Metamorphose bei relativem Top-nach-S Transport erfaßt.

Der aufgeschobene Zirkum-Rhodope-Gürtel (CRB) besteht aus einer unteren, permo(?)–triadischen Makri-Einheit in Grünschieferfazies und einer oberen, jurassisch bis frühoberkretazischen Melia-Einheit, die nicht oder nur anchimetamorph ist. Beide Einheiten sind tektonisch gestapelt, aber gemeinsam nach NW auf den Gneisssockel geschoben.

Wegen ihrer gegensätzlichen tektonischen Polaritäten müssen der CRB und das Grundgebirge ihre Metamorphosen unabhängig voneinander erlitten haben, was eine Datierung der Gneiss-Diaphthorese als Folge der CRB-Überschiebung ausschließt. Sowohl Regionalmetamorphose als auch Anatexis sind bereits deutlich vor der Oberkreide beendet gewesen, wie die im benachbarten SE-Bulgarien anzunehmende Transgression des Campan sowie Olistostrome des Grundgebirges in den basalen neoautochthonen, oberkretazisch-paläozänen Ablagerungen belegen. Seit der Kollision des CRB mit der SE-Rhodope wurde die plastische tektonische Verformung durch spröde Zerteilung abgelöst. Tertiäre Graben- und Bruchbildungen erlaubten den Aufstieg effusiver und intrusiver intermediärer und saurer Magmen während paläogener Molassesedimentation.

Im Vergleich zur Vardar-Zone mangelt es dem CRB der SE-Rhodope an Anzeichen einer oberjurassischen Tektogenese. Von der Strandza-Zone unterscheidet er sich durch jurassischen ozeanischen Vulkanismus und durch eine kontinuierliche Entwicklung aus jurassischer Radiolarit- und Flysch-Fazies in neritische unterkretazische Karbonate. Damit wird der Begriff des „CRB“ unschärfer als bisher. Die Zugehörigkeit des Rhodope-Grundgebirges zum

\*) Author's address: Dr. E. VON BRAUN, D — 30916 Isernhagen K.B., Wiesenweg 7.