



Cyanoide und Stromatolithe aus dem marokkanischen Alttertiär

Von HANS-GEORG HERBIG*)

Mit 6 Abbildungen und 2 Tafeln

Marokko
Atlas
Fazies
Cyanoide
Stromatolithe

Inhalt

| | |
|--|-----|
| Zusammenfassung | 155 |
| Abstract | 155 |
| 1. Einführung | 156 |
| 2. Geologischer Rahmen | 157 |
| 3. Paläozäne „ <i>Rivularia</i> “-Cyanoide aus dem Mittleren Atlas | 157 |
| 3.1. Profilbeschreibung | 158 |
| 3.2. Mikrofazies | 159 |
| 3.3. Vergleiche | 160 |
| 3.4. Interpretation | 160 |
| 4. Weitere Cyanobakterien-Strukturen aus dem Hohen und Mittleren Atlas | 161 |
| 5. Schlußfolgerungen | 162 |
| Dank | 162 |
| Literatur | 166 |

Zusammenfassung

Im Mittleren Atlas und am Südrand des zentralen Hohen Atlas (Marokko) treten in der stratigraphischen und räumlichen Umrahmung flachmariner Schichten des tiefen Oberpaläozäns – hohen Mitteleozäns (Subatlas-Gruppe) verkalkte Cyanobakterien-Strukturen in verschiedenen nichtmarinen Ablagerungsräumen auf. Im unteren Paläozän finden sich monospezifische Cyanoide des *Rivularia*-Morphotyps. Sie wurden unter Brackwassereinfluß in fluviatilen Rinnen peritidal beeinflusster Küstenebenen gebildet. Etwa zeitgleich entstanden spongiostromate Stromatolithe in hyperhalinen, ephemeren Küstenplaya-Seen sowie in kleinen, wiederholt austrocknenden Seen. Im Obereozän sind Stromatolithe aus peritidalen Playa-Seen und Cyanoide/spongiostromate Onkoide aus rein lakustrinen Becken bekannt. Cyanobakterien-Onkoide fehlen in der marinen Subatlas-Gruppe. Dort bildeten sich Bryoide und zum Teil komplexe Rhodolithe. Das Verteilungsmuster der Stromatolithe und Onkoide bestätigt die dominante Bindung von Cyanobakterien-Strukturen an randmarine Extrem-Bereiche sowie an nichtmarine Environments seit Beginn des Känozoikums.

Cyanoids and Stromatolites from the Early Tertiary of Morocco

Abstract

Rock structures formed by cyanobacteria are described from different non-marine environments of the High Atlas Mountains and the Middle Atlas Mountains (Morocco). They developed in the stratigraphic and spatial surroundings of early Upper Paleocene–latest Middle Eocene shallow-marine strata (Subatlas-Group). In the Lower Paleocene, monospecific cyanoids of the *Rivularia* morphotype were formed in brackish influenced fluviatile channels of peritidal coastal plains. More or less during the same time spongiostromate stromatolites formed in hyperhaline, ephemeral coastal playa lakes as well as in small, repeatedly desiccating lakes. Upper Eocene stromatolites have been derived from peritidal playa lakes and cyanoids/spongiostromate oncooids from purely lacustrine basins. Oncooids constructed by cyanobacteria are missing in the marine Subatlas Group. There, bryoids and partly complex rhodolites occur. The observed distribution of stromatolites and oncooids confirms the predominant relationship of cyanobacterial structures with extreme marginal marine settings and non-marine settings since the beginning of the Cenozoic era.

*) Anschrift des Verfassers: Priv.-Doz. Dr. HANS-GEORG HERBIG, Philipps-Universität Marburg, Institut für Geologie und Paläontologie, Hans-Meerwein-Straße, D-35032 Marburg.

1. Einführung

Cyanobakterien („Blaugrünalgen“) sind wesentlich an der Bildung von Stromatolithen und Onkoiden beteiligt. Die Genese dieser prinzipiellen Wuchstypen wird von ökologischen Parametern mitgesteuert. Stromatolithe sind im allgemeinen mit Hartböden und/oder hochenergetischen Bedingungen verbunden; Emersionen können häufig auftreten. Auf Weichböden und/oder in niedrigerenergetischen Umgebungen bilden sich unter überwiegend kontinuierlicher Wasserbedeckung bevorzugt Onkoide (LOGAN et al., 1964; FLÜGEL, 1978, 1982). Im Verlauf des Phanerozoikums wurden die im Proterozoikum weltbeherrschenden Stromatolithe und auch die Cyanobakterien-Onkoide sukzessive aus ihren normalmarinen Bildungsräumen verdrängt. Ihr kontinuierlicher Niedergang endete an der Wende Kreide/Tertiär mit dem fast vollständigen Verschwinden aus normalhalinen flachmarinen Habitaten. Ihre ökologischen Nischen wurden schon im beginnenden Alttertiär von Rotalgen (Corallinaceen, untergeordnet Peyssonneliaceen) eingenommen, welche im Lauf der Oberkreide aufblühten (MONTY, 1974). Seither sind Stromatolithe und Cyanobakterien-Onkoide vor allem auf randmarine Extrem-Bereiche und Süßwasser-Environments beschränkt (MONTY, 1974). Berichte über stromatolithische und onkolithische Cyanobakterien-Strukturen in holozänen Riffen (z.B. BRACHERT & DULLO, 1991; JONES & HUNTER, 1991; MONTAGGIONI & CAMOIN, 1993) und in normalmarinen subtidalen Gezeitenkanälen (Bahamas: DILL et al., 1986) zeigen jedoch, daß ihre Bedeutung in rezenten normalmarinen Habitaten möglicherweise bisher unterschätzt wurde.

Wichtige Unterschiede bestehen zwischen kalzifizierenden und nicht-kalzifizierenden Cyanobakterien. Nicht-kalzifizierende Formen – vermutlich die Mehrzahl aller Cyanobakterien – fangen und binden Sedimentpartikel und bilden organosedimentäre Strukturen. Sie wurden von FLÜGEL (1978 – vgl. aber bereits FLÜGEL & KIRCHMAYER, 1962) als Mikritonkoide/-stromatolithe bezeichnet. MONTY (1981) benutzte in enger Anlehnung an PIA (1927) den Begriff spongiostromate Onkoide/Stromatolithe, während RIDING (1991a) von agglutinierten Stromatolithen sprach. Solche Strukturen treten während des gesamten Phanerozoikums und auch im Rezenten vor allem im marin-kontinentalen Übergangsbereich und in nichtmarinen aquatischen Ablagerungsräumen auf (MONTY, 1974; PERYT, 1981). Interessanterweise ersetzen ab dem Jura spongiostromate Onkoide porostromate („*Girvanella*“-)Onkoide in normalmarinen subtidalen Bereichen, bis sie im beginnenden Tertiär wiederum von Rotalgen-Onkoiden (Rhodolithen) abgelöst wurden (PERYT, 1981).

Kalzifizierende Cyanobakterien umfassen nach RIDING (1991a, b) unter anderem die aus einzelnen verkalkten Filamenten aufgebauten „skelettären Stromatolithe“ (skeletal stromatolites [RIDING, 1977]) sowie die entsprechenden, als Cyanoide bezeichneten Onkoide (RIDING, 1983). MONTY (1981) bevorzugte wiederum in Anlehnung an PIA (1927) den Terminus porostromate Stromatolithe/Onkoide. Kalzifizierende Cyanobakterien, wie die wohlbekanntesten Gattungen *Girvanella*, *Ortonella* und *Cayeuxia* – letztere von DRAGSTAN (1985, 1992) als Synonym von *Rivularia* betrachtet – und die von ihnen gebildeten Strukturen waren während des Paläozoikums und Mesozoikums in marinen Flachwasser-Environments häufig (vgl dazu z.B. FLÜGEL, 1975, 1977a, 1979). Sie wurden jedoch bereits in der Unterkreide seltener und verschwanden im Verlauf der Oberkreide so gut wie vollständig aus dem normalmarinen Milieu (WRAY,

1977). Die wenigen Berichte von marinen kalzifizierenden Cyanobakterien der Gattung *Rivularia* aus dem Känozoikum (GOLUBIC & CAMPBELL, 1981; RICHTER et al., 1979; NEUSER et al., 1982; RICHTER & SEDAT, 1983) stammen aus intertidalen Bereichen mit abweichender Salinität (cf. RIDING, 1991b) bzw. aus randmarinen brackischen Ablagerungsräumen.

Kalzifizierende Cyanobakterien bleiben jedoch während des Känozoikums in nichtmarinen Habitaten häufig. Rezent bilden sie in lakustrinen und fluviatilen Milieus Cyanoide und porostromate Stromatolithe (z.B. SCHÄFER & STAPF, 1978; OBENLÜNESCHLOSS 1991, cum lit.). In Süßwasser-Marschen können sich aus desintegrierenden Matten kalzifizierter Cyanobakterien auch unlaminierte Karbonatschlämme bilden (Everglades/Florida [MERZ, 1992]).

Zahlreiche Beschreibungen von skelettären Stromatolithen und Cyanoiden liegen gerade aus dem mediterranen Alttertiär vor. Als Beispiele mit Hinweisen auf weitere Literatur seien angeführt: *Girvanella*-Kalke aus dem Lutet von Istrien (BIGNOT, 1972, 1981); Cyanoide und Stromatolithe aus dem Paläozän–Eozän Südfrankreichs (FREYET & PLAZIAT, 1965, 1972, 1982), dem Paläogen der südlichen Pyrenäen und des Ebro-Beckens (NICKEL, 1983; ANADÓN & ZAMARREÑO, 1981) und dem Obereozän–Unteroligozän Mallorcas (COLOM, 1961, 1983, 1993).

Dagegen liegen aus dem Alttertiär Marokkos bisher nur spärliche Hinweise auf die Existenz von (spongiostromaten) Stromatolithen und Cyanobakterien-Onkoiden vor

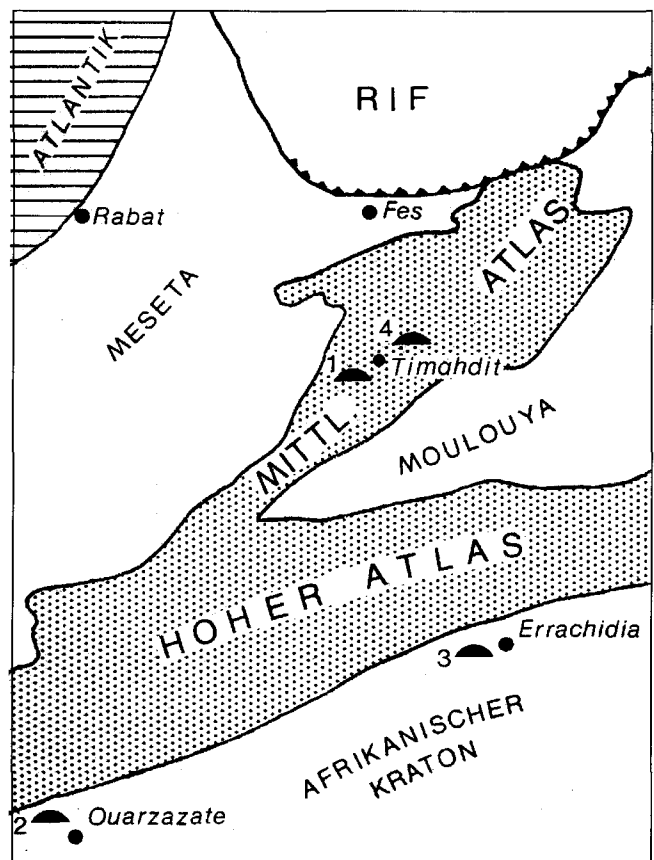


Abb. 1. Geologischer Rahmen des Hohen und Mittleren Atlas. Lokalisation der beschriebenen Cyanoide und Stromatolithe (1-3: Unterpaläozän, 4: Obereozän).

1 = „*Rivularia*“-Cyanoide (Irbzer-Formation); 2 = spongiostromate Stromatolithe (Asseghmou-Formation); 3 = spongiostromate Stromatolithe und Onkoide (Imthreane-Formation); 4 = Stromatolithe, spongiostromate Onkoide und Cyanoide (Oudiksou-Formation).


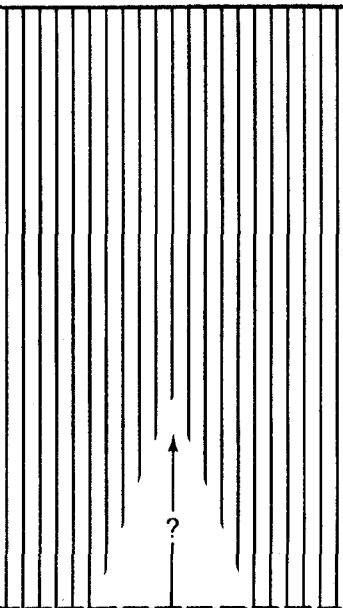
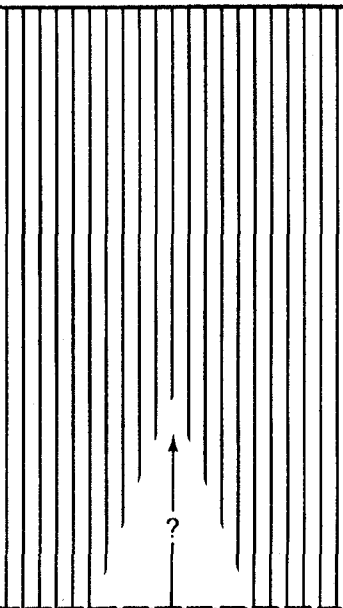



| | | MITTLERER ATLAS | | ZENTRALER HOHER ATLAS | | ERRACHIDIA AFERDOU IMTRHERANE | | | |
|----------|--|----------------------------------|--|-----------------------|--|---|---|---|--|
| EOZÄN | PRIABON (+BARTON?) | AIN NOKRA-GRUPPE | Oudiksou-Fm.  | IMERHANE-GRUPPE | Hadida-Fm. |  |  | | |
| | LUTET (+BARTON?) | | Feleddi-Fm. | | | | | | |
| | YPRES | SUBATLAS-GRUPPE | Bekrit-Timahdit-Fm. | SUBATLAS-GRUPPE | div. Fms., vgl. HERBIG & TRAPPE 1994 | | | | |
| THANET | Irbzer-Fm.  | | | | | | | Asseghmou-Fm.  | Imtrherane-Fm.  |
| DAN | | Série rouge supérieure (p.p.) | Série rouge supérieure (p.p.) | | | | | | |
| PALÄOZÄN | MAASTRICHT | El Koubbat-Fm. (u.a.) | | | | | | | |

Abb. 2.

Stratigraphische Übersicht des Alttertiärs am Südrand des zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas. Cyanoide und Stromatolithe sind auf nicht-marine Formationen (gerastert) beschränkt.

Weiß = Flachmarine Schichtfolgen. Die Irbzer-Formation kann lokal durch andere marin-lagunäre Formationen vertreten sein.

(HERBIG, 1988a, 1991, 1993; CHARRIÈRE, 1990; TRAPPE, 1992). Sie bestätigen die vorherrschende Bindung dieser Strukturen an diverse nichtmarine Environments im Paläogen. Ziel dieser Arbeit ist es, die bisher bekannten Vorkommen (Abb. 1) zusammenfassend palökologisch zu charakterisieren und durch den Fund außergewöhnlich gut erhaltener Cyanoide eines *Rivularia*-Morphotyps aus dem Dan des Mittleren Atlas zu ergänzen.

2. Geologischer Rahmen

Zwischen Maastricht und ausgehendem Mitteleozän transgredierte letztmals ein ausgedehntes atlantisches Epikontinentalmeer über weite Teile Zentralmarokkos. Die Transgression erreichte ab dem höheren Unterthanet mit der weitflächigen Überflutung des zentralen Hohen Atlas und einem golfartigen Vorstoß in den Mittleren Atlas ihre größte Ausdehnung (HERBIG, 1986, 1991; TRAPPE, 1989, 1991). Die flachmarine Schichtfolge (Subatlas-Gruppe [TRAPPE, 1989; HERBIG & TRAPPE, 1994]) wird bis auf lokale Ausnahmen im Mittleren Atlas in beiden Gebirgsketten von Rotserien unterlagert. In ihrem Hangenden folgen generell peritidale bis kontinentale Schichtfolgen. Kaum bekannt sind kontinentale laterale Äquivalente der Subatlas-Gruppe (HERBIG, 1988a). In all diesen nichtmarinen, in verschiedenen Environments abgelagerten Formationen

finden sich von Cyanobakterien gebildete Strukturen (Abb. 2).

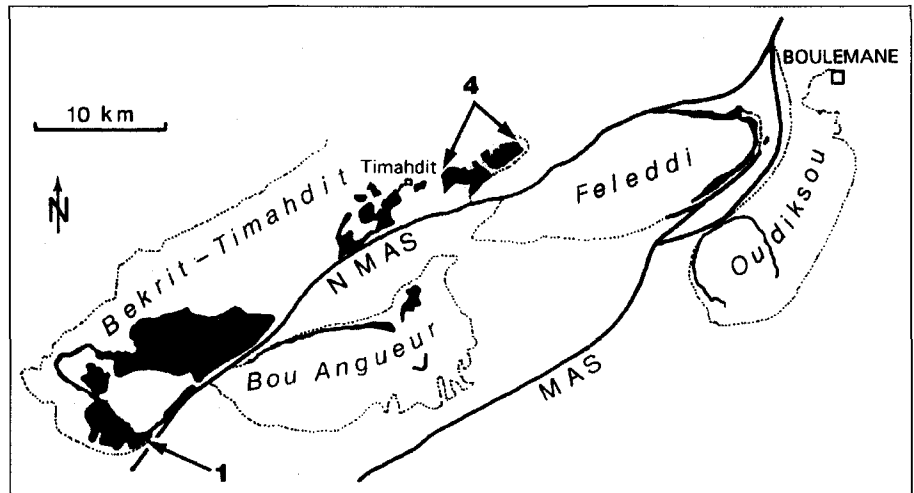
3. Paläozäne „*Rivularia*“-Cyanoide aus dem Mittleren Atlas

Im Liegenden der marinen Subatlas-Gruppe (Bekrit-Timahdit-Formation) finden sich in der Regel Rotsedimente (Irbzer-Formation, vgl. Abb. 2). Sie reichen vom (hohen Maastricht?) Dan bis in das basale Thanet (RAHHALI, 1970; SEGONZAC et al., 1986; HERBIG, 1991). Aufgrund einer ausgeprägten kretazisch-tertiären synsedimentären Tektonik schwanken Mächtigkeit (0–160 m) sowie Fazies der Irbzer-Formation beträchtlich (HERBIG, 1988b, 1991). Deswegen kann sie lokal auch durch marin-lagunäre Formationen vertreten sein.

Im wesentlichen finden sich in der Irbzer-Formation Sebka-Ablagerungen aus roten, gipsführenden Tonsteinen mit Characeen und glattschaligen Ostracoden. Gelegentliche marine Ingressionen sind durch Bryozoen, Fischzähne und die Foraminifere *Laffiteina bibensis* MARIE belegt. Daneben treten als fluviatil interpretierte Sandsteine in der Nähe großer Störungen (vgl. Abb. 3) auch Konglomerate auf.

Im Top der Formation sind unmittelbar im Liegenden der Subatlas-Transgression lokal Strandsande ausgebildet.

Abb. 3.
Geologische Übersicht über die kretazisch-tertiären Muldenstrukturen im Mittleren Atlas westlich von Boulemane (gepunktet).
Schwarz: Verbreitung der flachmarinen Bekrit-Timahdit-Formation.
1 = „*Rivularia*“-Cyanoide der Irbzer-Formation; 4 = Spongiostromate Onkoide und Cyanoide der Oudiksou-Formation. N MAS = Nördliche Mittelatlant-Störung; MAS = Mittelatlant-Störung.



3.1. Profilbeschreibung

Cyanoide des *Rivularia*-Morphotyps sind nur aus einer einzigen Lokalität der Irbzer-Formation bekannt. Das Profil liegt an der Südspitze der Bekrit-Mulde (Ziffer 1 in Abb. 3), 5,2 km SSW Bekrit im Tal des Oued Bou Yachtifène (Profil MA-15 [HERBIG, 1991], Topographische Karte von Marokko 1 : 50.000, Blatt NI-30-VII-2b Timahdit, x = 515,75, y = 270,4). Dort überlagert in Nachbarschaft der Nördlichen Mittelatlant-Störung („accident nord-moyen atlasique“) die überwiegend sandig ausgebildete, 58 m mächtige Formation deutlich winkeldiskordant unterliassische Kalken (Abb. 4). Sie wurde von BREDE & HEINITZ (1989) in dieser Lokalität sowie in streichender Verlängerung entlang des SE-Randes der Bekrit-Mulde als triadischer Sandstein mißinterpretiert. Die Irbzer-Formation beginnt mit einer 23 m mächtigen Abfolge aus gelben und rosaroten karbonatischen Feinsandsteinen (Abb. 5); Trockenrisse treten im Top der Abfolge auf. 10 m über der Basis ist ein linsenartiger, 7 m mächtiger Komplex aus dickbankigen, ansatzweise schräggeschichteten und mehr oder minder sandigen onkolithischen Kalken bis Kalksandsteinen (mikritische onkolithische Sandsteine) eingeschaltet. Der höhere Teil der Formation bildet eine Fining-upward-Sequenz. Die Sequenz leitet von einem basalen, ca. 3 m mächtigen, roten Feinkonglomerat mit Geröllchen aus den

benachbarten Lias-Kalken in eine 17 m mächtige rote Sandsteinfolge über. Es folgen 5 m weiße, flachwinklig planar geschichtete karbonatische Feinsandsteine, die als Strandsande interpretiert werden. Nach einer Aufschlußlücke von 10 m (nach Beobachtungen in anderen Profilen vermutlich Silt-/Tonsteine) beginnt die marine Sedimentation der Bekrit-Timahdit-Formation mit gelblichen, feinsandigen und laminierten karbonatischen Mudstones und sandigen Ostracoden-Wacke-/Packstones. Sie gehen schnell in Austern-Rudstones über.

Die bis walnußgroßen, globularen bis ovoiden Onkoide der Irbzer-Formation sind in der Regel zusammen mit Onkoid-Bruchstücken in einzelnen Lagen angereichert (Abb. 6; Taf. 1, Fig. 1). Zusammen mit der oft streng globularen Form deutet dies auf frequente Rotation bei der Onkoid-Bildung und anschließende Verschwemmung und Fragmentierung hin, also auf relativ turbulente Verhältnisse. Zu Zeiten geringerer Wasserenergie konnten sich auch dünne Cyanobakterien-Krusten sowie aus Onkoiden hervorgehende, wenige Zentimeter hohe, lateral zusammenwachsende Pfeiler-Strukturen bilden (Abb. 6). Dies stimmt mit den Beobachtungen von FREYTET & PLAZIAT (1965, 1972) aus dem Alttertiär Südfrankreichs überein. Sie stellten von Cyanobakterien inkrustierte Schalen und Cyanoide in fluviatile Gerinne und pla-

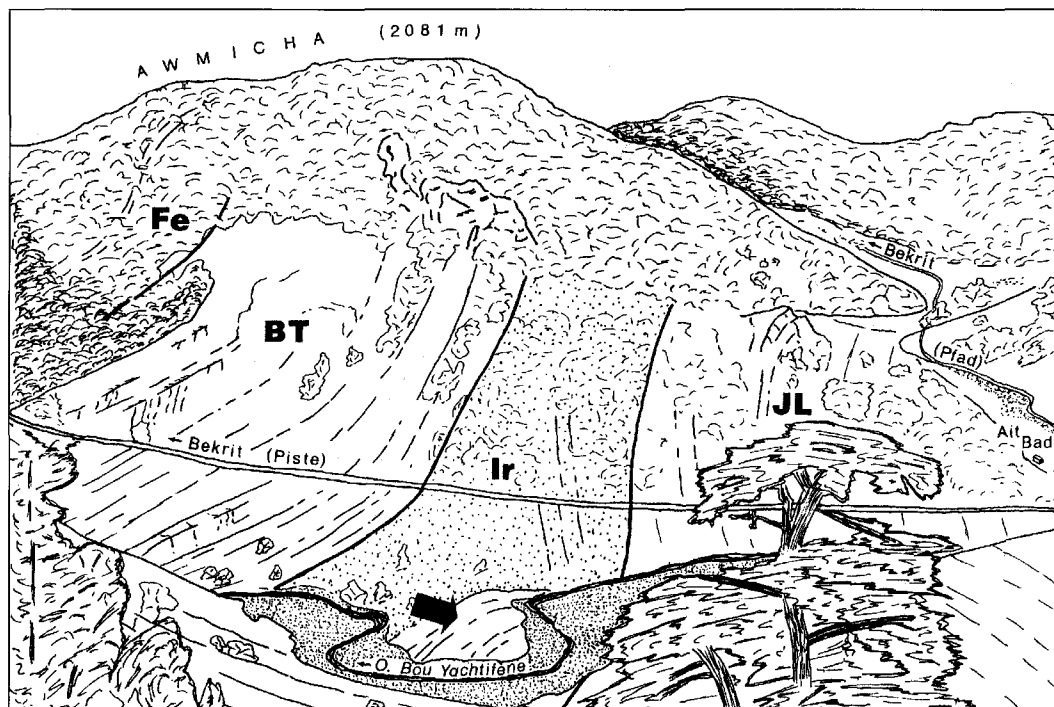


Abb. 4.
Lokalität der „*Rivularia*“-Cyanoide im Tal des Oued Bou Yachtifène (Pfeil).
JL = Unterliass-Kalke; Ir = Irbzer-Formation; BT = Bekrit-Timahdit-Formation; Fe = Feleddi-Formation.
Blick nach Norden.
Die Nördliche Mittelatlant-Störung verläuft vermutlich wenig östlich Ait Badi auf den östlichen (rechten) Taleinschnitt zu.

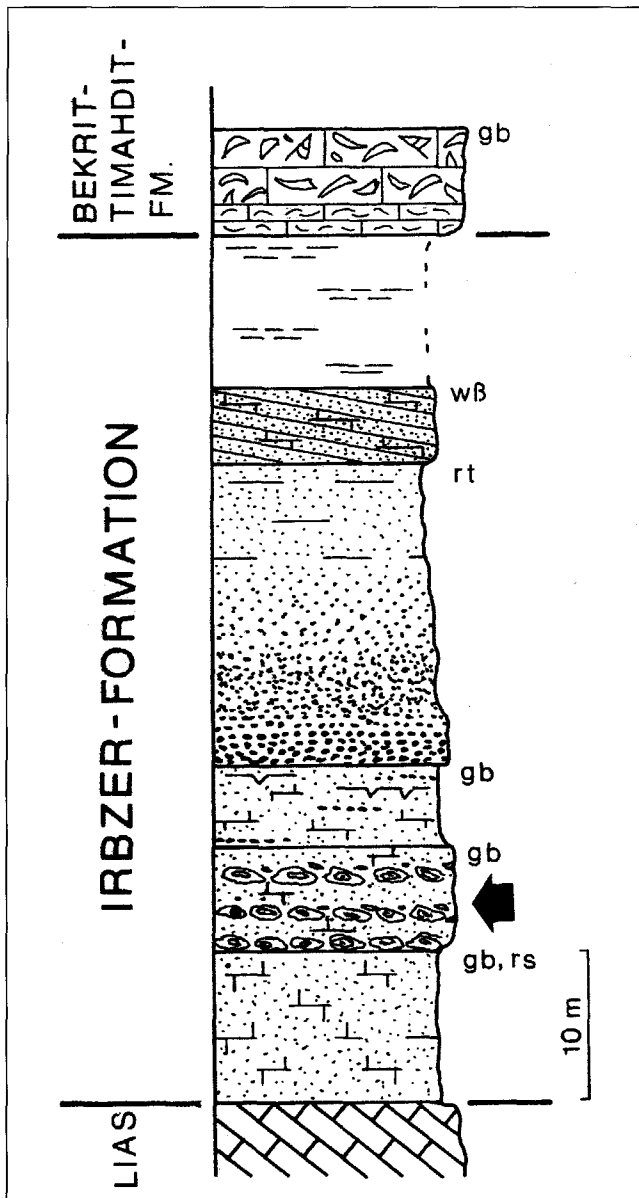
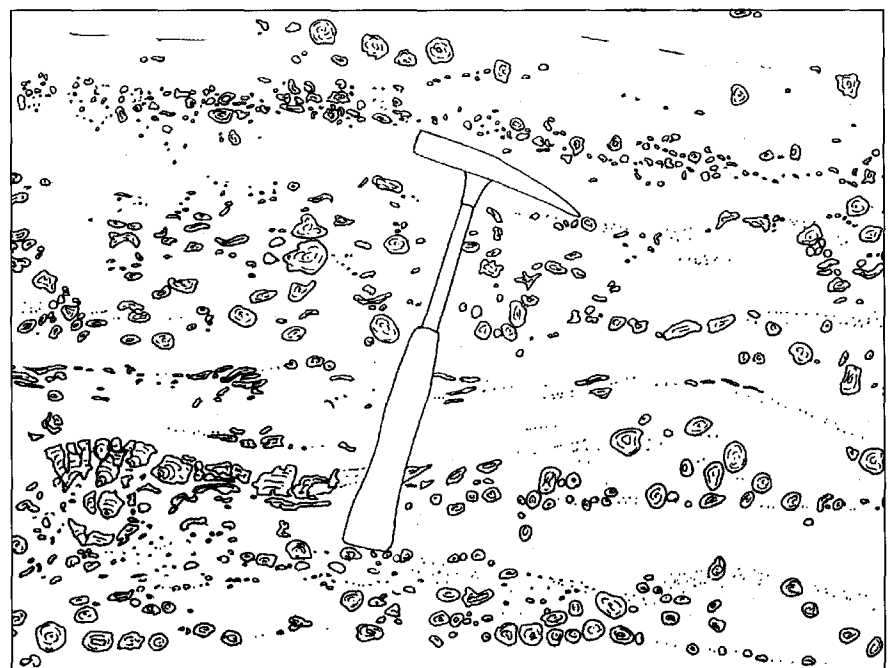


Abb. 5. ▲
 Profil durch die Irbzer-Formation im Tal des
 Oued Bou Yachtifene (vgl. Abb. 4).
 Pfeil: Horizont der „Rivularia“-Cyanoid.
 gb = gelb; rs = roséfarben; rt = rot; wß = weiß.

Abb. 6. ▶
 Lagenartige Anreicherung der „Rivularia“-Cyanoid.
 Ihr Fragmentierungsgrad nimmt jeweils zum
 Top der Lagen hin zu. Dort bildeten sich wäh-
 rend strömungsarmer Zeiten auch kleine dom-
 artige Strukturen oder dünne Krusten (Bild-
 mitte). Hammerlänge 32 cm.



zierten größere, Brotlaib-förmige und planare Inkrustatio-
 nen an deren Ränder und in den Bereich von Überschwem-
 mungsebenen (vgl. auch LEINFELDER, 1985). Damit unter-
 scheiden sich die Cyanoid der Irbzer-Formation deutlich
 von unter Stillwasser-Bedingungen entstandenen konk-
 kav-konvexen Onkoiden („Schwalbennestern“), wie sie
 zum Beispiel aus dem Oligozän des Mainzer Beckens be-
 kannt sind (LEINFELDER & HARTKOPF-FRÖDER, 1990).

3.2. Mikrofazies

Vollständige Cyanoid treten stets zusammen mit mehr
 oder minder angularen Fragmenten jeder Größe bis hinab
 zum Feinsandbereich auf; häufigere polsterartige Gebilde
 sind delaminierte, dickere Cyanoid-Schalen. Marginal
 Fe-imprägnierte Cyanoid sind ebenfalls umgelagert. Die
 Cyanoid schwimmen in einer fein- bis mittelsandigen
 Matrix aus schlecht sortiertem, subangularem bis gerun-
 detem, detritischem Quarz. In dicht gepackter, Quarz-
 korn-gestützter Matrix überwiegen intakte, dicht gelagerte
 Cyanoid (Taf. 1, Fig. 2). Fragmentierte und Fe-imprä-
 gnierte Cyanoid finden sich häufiger in locker gepackten
 Varietäten mit erhöhtem Anteil an Karbonatschlamm (mi-
 kritische Sandsteine nach MOUNT [1985]) und zahlreichen
 frühdiagenetisch entstandenen Dolomitrhomboedern.
 Dies zeigt jeweils endende Bildungs-/Umlagerungsphasen
 bei nachlassender Strömungsenergie (vgl. Abb. 6).

Spärliche assoziierte Organismen sind Gastropoden,
 Ostracoden, Knochenreste und winzige, dünnchalige
 discorbide Foraminiferen. Letztere sind (erhaltungsbe-
 dingt?) ebenfalls in den matrixreicheren mikritischen
 Sandsteinen häufiger. Sie sind ein charakteristisches Ele-
 ment in oberkretazischen und paläogenen marginal-mari-
 nen Environments, wo sie oft gemeinsam mit Characeen
 auftreten (BIGNOT, 1966; vgl. auch HERBIG, 1993, mit Hin-
 weisen auf rezente rand-/nichtmarin lebende kalkschalige
 Foraminiferen). BETZLER (1989) interpretierte discorbide
 Foraminiferen als Bewohner von Gezeitentümpeln und ge-
 nerell des Intertidals; nach EICHENSEER (1988) lebten sie in
 karbonatischen Küstenebenen mit perennierenden Seen
 unter peritidalem Einfluß.

Als Kerne der Cyanoide dienten Gastropoden (Taf. 1, Fig. 2), Ostracoden oder ältere Cyanoide. Solche zwei-phasigen Onkoide lassen sich erkennen durch deutliche Änderung in der Wachstumsrichtung der Filamente, oft verbunden mit einem stärker mikritischen Saum des älteren Onkoids, oder durch Anbohrungen mit 0,4–0,7 mm durchmessenden, gestreckt bis leicht gebogenen Röhren (Taf. 1, Fig. 3). Die Cyanoid-Schalen bestehen aus meistens 0,8–1,6 mm großen, fächerartig bis annähernd halbkugeligen Büscheln von „*Rivularia*“ (s. u.), die sich in zahlreichen Lagen polsterartig überwachsen (Taf. 1, Fig. 5; Taf. 2, Figs. 1–2). Größte Kolonien erreichen bis 3 mm Höhe. Es treten auch laminar wachsende Schichten aus mehr oder minder parallel wachsenden Filamenten auf (Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 2). Innerhalb der Kolonien kann durch verstärkte Mikritbildung eine Zonierung auftreten (Taf. 2, Fig. 1). Sie ist in homöomorph aussehenden, nach DRAGASTAN (1985, 1992) auch systematisch der rezenten *Rivularia* gleichzustellenden oberjurassischen *Cayeuxia*-Kolonien ökologisch bedingt (FLÜGEL, 1977b). Die Zonierung muß aber nicht, wie mehrfach beschrieben, mit jahreszeitlichen Schwankungen der Verkalkungsrate/Wachstumsrate zusammenfallen (OBENLÜNESCHLOSS, 1991). Auch die Säume einzelner „*Rivularia*“-Büschel oder dickerer Onkoid-Lagen sind durch verstärkte Mikritbildung nachgezeichnet. Ihr Abstand schwankt in weiten Grenzen zwischen 0,15–1,5 mm; häufig sind Abstände von 0,5–0,8 mm. Die einzelnen, dicht gedrängt wachsenden Röhrrchen haben einen Innendurchmesser von 15–30 µm; spitzwinklige (Schein-) Verzweigungen unter Winkeln von <math><10\text{--}25^\circ</math> sind eher selten (Taf. 2, Fig. 1). Der dichte Wuchs der Röhrrchen führt zu völlig verkalkten Kolonien und schließlich zu Onkoiden ohne Sedimenteinlagerung. Dies stimmt mit rezenten *Rivularia*-Kolonien überein, in denen die Filamente in einer gemeinsamen, völlig verkalkenden Gallerte eingelagert sind (GOLUBIC, 1976; OBENLÜNESCHLOSS, 1991).

3.3. Vergleiche

Der Habitus der in der Regel zonierten Cyanobakterien-Kolonien und der Innendurchmesser der Röhrrchen kann mit der rezenten, stark verkalkenden Art *Rivularia haematites* (DE CANDOLLE) AGARDH verglichen werden, die in Hartwasser-Seen und -Flüssen Onkoide und Inkrustationen bildet (z.B. SCHÄFER & STAPP, 1978). Dies gilt auch für den Verzweigungswinkel, obwohl OBENLÜNESCHLOSS (1991) nach Rezentuntersuchungen dieses Kriterium nur für begrenzt anwendbar hält. Die Autorin geht auch auf andere verkalkende Rezent-Arten von *Rivularia* ein; solche wurden auffälligerweise bisher nicht für fossile Vergleiche in Betracht gezogen. Die von OBENLÜNESCHLOSS (1991) gemessenen Röhrendurchmesser von *R. haematites* (5–23 µm) sind etwas kleiner als im vorliegenden Material. Schwankungen beruhen darauf, daß besonders an der Basis von Kolonien oder an Scheinverzweigungen mehrere Filamente in einer Röhre liegen können. Andererseits schreitet die Kalzifizierung vom Außenrand des Filamentes in die Schleimscheide hinein fort, so daß der Röhrendurchmesser weder mit dem Filamentdurchmesser noch mit dem Trichomdurchmesser gleichgesetzt werden kann. Dies führt zu erheblichen Problemen bei der von OBENLÜNESCHLOSS bezweifelten Möglichkeit, rezente morphologische Strukturen von *Rivularia* auf fossile Formen zu übertragen. Weitere Komplikationen ergeben sich nicht nur durch das biologisch gesteuerte, artspezifische Verkalkungsmuster der von OBENLÜNE-

SCHLOSS untersuchten *Rivularia*-Arten, sondern auch durch mögliche diagenetische Veränderungen. Auch RIDING (1991b, S. 77) überlegte, fossile Rivulariaceen mit den bisher gebräuchlichen Gattungsnamen (*Cayeuxia*, *Zonotrichites*, etc.) weiterzuführen, weil die Systematik der rezenten Cyanobakterien auf der Organisation des Weichkörpers und nicht auf Verkalkungsmustern beruht. Ausführlich referierte letztmals DRAGASTAN (1992) den Diskussionsstand über den Status fossiler Rivularien. Nach der Erkennung anatomischer Details (Heterocysten, Akineten, Hormogonien) hielt er die Zuordnung fossiler Taxa zu *Rivularia* gerechtfertigt.

Die ersten, von OBENLÜNESCHLOSS (1991) aufgezeigten Limitationen im Vergleich zwischen der rezenten Gattung *Rivularia* und fossilen Formen sowie die Möglichkeit zahlreicher Konvergenzen zwischen den merkmalsarmen „Porostromata“ lassen eine systematische Zuordnung des marokkanischen Materials problematisch erscheinen. Die hier als kalzifizierte Cyanobakterien interpretierten Röhrenstrukturen werden aufgrund ihrer Morphologie deswegen in Anlehnung an LEINFELDER (1985) als Cyanoide des *Rivularia*-Morphotyps bzw. als „*Rivularia*“-Cyanoide bezeichnet.

Fossile, zu *Rivularia haematites* gestellte Formen wurden aus pleistozänen Brackwasser-Environments von RICHTER et al. (1979), NEUSER et al. (1982) und RICHTER & SEDAT (1983) beschrieben. Aus dem Miozän stammen *Rivularia*-Abbildungen mit sehr feinen Filamenten von CROUZEL et al. (1972) und LANG & SEGONZAC (1979).

Obwohl auch aus nichtmarinen paläogenen Onkoiden/Stromatolithen gelegentlich *R. haematites* genannt wurde (FREYET & PLAZIAT, 1965; NICKEL, 1983; COLOM, 1993), sind die abgebildeten Cyanobakterien-Büschel viel lockerer gebaut („sparitischer“) und scheinen im wesentlichen anderen Morphotypen/Gattungen wie *Phormidium* oder *Scytonema* anzugehören (vgl. LEINFELDER, 1985). So rechneten RICHTER et al. (1979) die von FREYET & PLAZIAT (1965) beschriebenen Algenkrusten summarisch zu den Oscillatoriaceen. ANADON & ZAMARREÑO (1981) nannten aus den paläogenen Onkoiden des Ebro-Beckens *Phormidium*, *Schizothrix*, *Calothrix* und/oder *Dichothrix*; *Rivularia* fehlte.

Paläogene, mit dem marokkanischen Material vergleichbare Onkoide, sind mir nur aus dem Obereozän Südostfrankreichs bekannt (TRUC, 1978: „related to *Cayeuxia*“). Sie bildeten sich in lokal entwickelten, karbonatischen Randbereichen eines nichtmarinen Evaporitbeckens, welches gelöstes Karbonat durch die Verkarstung benachbarter kretazischer Kalke bezog. Marine Faunenelemente (Ostracoden, Foraminiferen) aus einem nahegelegenen marinen Bereich konnten sich innerhalb des kontinentalen Evaporitbeckens adaptieren.

Die von LEINFELDER (1985) aus dem portugiesischen Oberjura beschriebenen Onkoide des „*Rivularia haematites*-Morphotyps“ wurden als Brackwasser-Bildungen in küstennahen Sümpfen/Seen mit stark variierender Salinität angesehen. Auch in diesem Beispiel wird die lokale Verfügbarkeit von gelöstem Karbonat aus verkarsteten Jura-Kalken hervorgehoben. DRAGASTAN (1992) stellte *Rivularia* summarisch in kalkig entwickelte Mudflats und anschließende Marschen des Bahama-Typs.

3.4. Interpretation

In den aus rand- und nichtmarinen Bereichen vorgestellten fossilen Beispielen von „*Rivularia*“ (TRUC, 1978; RICHTER et al., 1979; NEUSER et al., 1982; RICHTER & SEDAT, 1983;

LEINFELDER, 1985) fallen zwei Parameter auf. Dies sind die häufige Bindung an ein erhöhtes Ca-Angebot aus dem Hinterland und stets an leichte Salinität in küstennahen Environments. Auch im beschriebenen Vorkommen ist ein schwach salines Milieu durch die Präsenz discorbider Foraminiferen und Dolomitrhomboeder zu bestätigen. Zusammenfassend läßt sich das Ablagerungsmilieu der Irbzer-Formation im Tal des Oued Bou Yachtifène als fluviatile küstennahe Schwemmebene unter peritidalem Einfluß interpretieren. Die Schwemmebene war von fluviatilen Gerinnen durchzogen, die vermutlich unter Gezeiteinfluß standen. Sie ermöglichten den Einstrom von Brackwasser und das Vordringen discorbider Foraminiferen. Unter recht turbulenten Verhältnissen wurden episodisch „*Rivularia*“-Cyanoide gebildet, mehr oder minder weit verfrachtet und unter stetig nachlassender Strömungsenergie re-sedimentiert. In diesen niedrigerenergetischen, anscheinend wasserarmen Phasen bildeten sich kleine „*Rivularia*“-Dome und flächige Inkrustationen. Beginnende Übersalzung führte zur frühdiagenetischen Ausscheidung von Dolomitrhomboedern im Sediment.

Die Schwemmebene war an der Nördlichen Mittelatlant-Störung von herausgehobenen Lias-Kalken begrenzt; augenfällig ist die Aufarbeitung der Kalke in einem eingeschalteten Feinkonglomerathorizont. Diese Kalke sind für die in der Irbzer-Formation einmalige Bildung der „*Rivularia*“-Cyanoide direkt verantwortlich. Unter den semiariden bis ariden Klimabedingungen im Paläozän des Mittleren Atlas (HERBIG, 1991, 1993) beeinträchtigten hohe Temperaturen den fluviatilen Transport und damit die Bereitstellung von gelöstem Kalziumkarbonat. Die Onkoid-Bildung war deshalb nur durch die lokale fluviatile Zufuhr gelösten Karbonats möglich.

Generell transgressive Tendenzen führten in der höchsten Irbzer-Formation zur Bildung von Strandsanden. Sie leiteten über in schlecht dokumentierte intertidale Mudflats (Ton-/Siltsteine?, Ostracoden-Wacke-/Packstones) und in die randmarinen Austerntoppe der basalen Bekrit-Timahdit-Formation.

4. Weitere Cyanobakterien-Strukturen aus dem Hohen und Mittleren Atlas

Wie im Mittleren Atlas treten am Nordrand des Hohen Atlas von Marrakech und am gesamten Südrand des zentralen Hohen Atlas im Liegenden der flachmarinen Subatlant-Gruppe Rot-sedimente auf („*Série rouge supérieure*“, vgl. Abb. 2). Sie wurden in Evaporit-Playa-Landschaften und alluvialen Schwemmebenen abgelagert und umfassen den Zeitraum Senon-Dan (HERBIG, 1988a, 1991; HERBIG & TRAPPE, 1994). An der Basis der Subatlant-Gruppe vermitteln graue Siltsteine, sandige Dolomite und nicht-marine Gastropoden führende lakustrin-palustrine Kalke eines Küstenplaya-Sees und anschließender supratidaler Mudflats den Übergang in die flachmarinen Environments (Asseghmou-Formation [TRAPPE, 1989, 1991; HERBIG, 1991]). Die Asseghmou-Formation wird von HERBIG (1991) in das basale Thanet gestellt; eine schon im Dan liegende Basis ist nicht auszuschließen (HERBIG & TRAPPE, 1994). TRAPPE (1992) beschrieb aus der Asseghmou-Formation (= Einheiten A1–A4 in seiner Abb. 3) nordwestlich von Ouarzazate einen Horizont mit silicifizierten spongiostromaten Stromatolithen des SH-LLH-Typus (Abb. 1, 2). Die Stromatolithe entstanden in einem ephemeren, alkalinen

Küstenplaya-See unter hochariden Bedingungen. Vorstellbar wäre nach TRAPPE ein Vergleich mit dem rezenten Coorong-Lagunensystem Südaustraliens oder, vom Chemismus her, auch mit den Na-Silikat-Seen der ostafrikanischen Riftzone (Lake Magadi).

Ebenfalls im Hangenden der „*Série rouge supérieure*“, aber außerhalb des flachmarinen Epikontinental-Beckens der Subatlant-Gruppe, treten W Errachidia karbonatische lakustrin-palustrine Sedimente mit Cyanobakterienstrukturen auf (Imrherane-Formation [HERBIG, 1988a]; vgl. Abb. 1, 2). Sie werden als laterales Äquivalent der Asseghmou-Formation (s. o.) betrachtet (HERBIG, 1991); die stratigraphische Reichweite der Formation ist nicht bekannt. Der oberste Teil der „*Série rouge supérieure*“ ist eine Sequenz siliciklastischer hydromorpher Paläoböden. Daraus entwickelt sich die karbonatische Imrherane-Formation. Über einem dünnen hypercalcimorphen Boden (palustrinem Kalk) an der Basis folgt ein nur 2 m mächtiger, stark pedogenetisch überprägter lakustriner Horizont. Der gesamte hangende Teil der Formation besteht aus palustrinen Kalken (HERBIG, 1988a). Cyanobakterienstrukturen sind auf den lakustrinen Horizont beschränkt. Neben mikritisierten stäbchenförmigen „Filamenten“ und typisch mikrobiellen, agglutinierten Peloiden treten Cyanobakterien-Lumps und spongiostromate Stromatolithe auf; in beiden Strukturen sind dünne, irregulär verfilzte Filamente sichtbar. Die 1–2 cm großen Stromatolithe treten als columnare, laminoide und globulare Formen auf (Taf. 2, Fig. 3–5). Sie bildeten sich im Litoralbereich eines flachen, zumindest im Randbereich wiederholt austrocknenden, vermutlich kleinen Sees.

Im Hangenden der flachmarinen Subatlant-Gruppe folgt im Mittleren Atlas eine bunte Serie nichtmariner Sedimente (Ain Nokra-Gruppe [HERBIG, 1993]; vgl. Abb. 1, 2). Sie wird eingeleitet von in Sebchas und Küstenplayas abgelagerten gipsführenden Rotsedimenten (Feleddi-Formation). Im Hangenden folgen unter semiaridem bis aridem Klima gebildete karbonatische Sedimente eines Küstenplaya-Sees (Oudiksou-Formation, oberes(?) Obereozän). Im unteren Teil der Oudiksou-Formation zeigen discorbide Foraminiferen noch peritidale Einflüsse. CHARRIÈRE (1990, ohne Abb.) verwies auf gebankte, mehrere Zehnermeter mächtige stromatolithische Kalke und stromatolithische Mounds an der SE-Flanke der Feleddi-Mulde. Im östlichen Teil der Timahdit-Mulde (Abb. 3) wurde durch synsedimentäre Bewegungen an der Nördlichen Mittelatlant-Störung ein rein lakustrines Teilbecken abgetrennt (HERBIG, 1993). Dort entwickelten sich extensiv bis cm-große Cyanoide und spongiostromate Onkoide (Taf. 2, Fig. 6–7); Charophyceen sind häufig vergesellschaftet. Vorherrschend mikritische Matrix, deutliche Abweichung von globularer Form und Übergänge in laminare stromatolithische Polster lassen auf überwiegendes in situ-Wachstum unter niedrigerenergetischen Bedingungen schließen. Dies wird durch die pustulöse Oberfläche der Onkoide (LEINFELDER & HARTKOPF-FRÖDER, 1990) sowie ihre unsortierte und dichte Packung bestätigt. Charakteristischerweise bestehen die Onkoide im wesentlichen aus agglutinierten Peloiden, die recht undeutliche Lagenstrukturen aufbauen. Filamente sind lagenweise erhalten. Typisch sind gelegentlich auftretende dünne, fibrös-radiär entwickelte Laminae.

Im Gegensatz zu den danischen „*Rivularia*“-Cyanoiden der Irbzer-Formation entsprechen die Onkoide der Oudiksou-Formation damit den generell aus dem südfranzösisch-nordostspanischen Paläozän abgebildeten nicht-marinen Onkoid-Strukturen.

5. Schlußfolgerungen

Spongiostromate Stromatolithe und Onkoide sowie Cyanoide finden sich in unterpaläozänen und obereozänen nichtmarinen Schichtfolgen, welche stratigraphisch und räumlich die flachmarinen Sedimente der Subatlas-Gruppe umrahmen (Abb. 2). Die Bildungsmilieus dieser Cyanobakterien-Strukturen sind divers. Die unterpaläozänen Cyanoide des *Rivularia*-Morphotyps bildeten sich in fluviatilen Gerinnen einer peritidal beeinflussten alluvialen Küstenebene unter brackischen Bedingungen, lokaler Ca-Zufuhr aus dem Hinterland, und in aridem bis semiaridem Klima (Irbzer-Formation). Mehr oder minder altersgleiche spongiostromate Stromatolithe stammen aus alkalinen Playa-Seen in hochariden Environments (As-seghmou-Formation) sowie aus sehr flachen, wiederholt austrocknenden kleinen Seen (Imtrherane-Formation). Im Obereozän (Oudiksou-Formation) bildeten sich ebenfalls unter semiariden bis ariden Bedingungen Stromatolithe in peritidalen Playa-Seen und Cyanoide/spongiostromate Onkoide in rein lakustrinen Becken.

Stromatolithe und von Cyanobakterien gebildete Onkoide fehlen in den marinen Schichten der Subatlas-Gruppe. Solche Biokonstruktionen werden dort von celleporifor- men Bryozoen (Bryoide) und Corallinaceen (*Archaeolithothamnium*-Rhodolithe) gebildet. Die vor allem am Südrand des zentralen Hohen Atlas auftretenden Rhodolithe

können durch die Beteiligung der inkrustierenden Foraminifere *Miniacina multiformis* SCHEIBNER und/oder celleporifor- men Bryozoen und/oder Serpuliden sowie seltener der Peyssoneliacee *Pseudolithothamnium album* PFENDER recht komplex werden (HERBIG, 1986, 1991).

Die aus dem Paläozän und Eozän des Hohen und Mittleren Atlas Marokkos vorliegenden Ergebnisse bestätigen damit die vorherrschende Bindung porostromater und verbreitet auch spongiostromater Cyanobakterien-Strukturen an nichtmarine Environments seit der Wende Kreide/Tertiär. „*Rivularia*“ scheint als einzige kalzifizierende Gattung in peritidale und randmarine Bereiche vordringen zu können. Dies gilt auch für rezente Formen (GOLUBIC & CAMPBELL, 1981).

Dank

Geländearbeiten zur vorliegenden Publikation wurden innerhalb der von der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Freien Universität Berlin intensiv geförderten Forschergruppe „Mobilität aktiver Kontinentalränder“, Teilbereich „Stratigraphie und Fazies des Atlas-Systems, Marokko“ durchgeführt.

Für die entgegenkommende Unterstützung in Marokko danke ich dem Ministère de l'Énergie et des Mines, Service géologique du Maroc, insbesondere Herrn Dr. M. BENSaid, Directeur général de la Géologie und Herrn M. DAHMANI, Chef de la Division de la Géologie.

Ein Heisenberg-Stipendium der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglichte die Fertigstellung der Arbeit. Für Diskussionen danke ich Frau Dr. M. MERZ, Marburg.

Tafel 1

Cyanoide des *Rivularia*-Morphotyps aus der unterpaläozänen Irbzer-Formation

Fig. 1: **Geländeansicht.**

Lagen mit globularen Cyanoiden und Cyanoid-Bruchstücken.

Fig. 2: **Globulares Cyanoid mit Gastropoden-Kern.**

Dicht gepackte sandige Matrix mit an den Bildrändern noch sichtbaren Cyanoid-Fetzen.

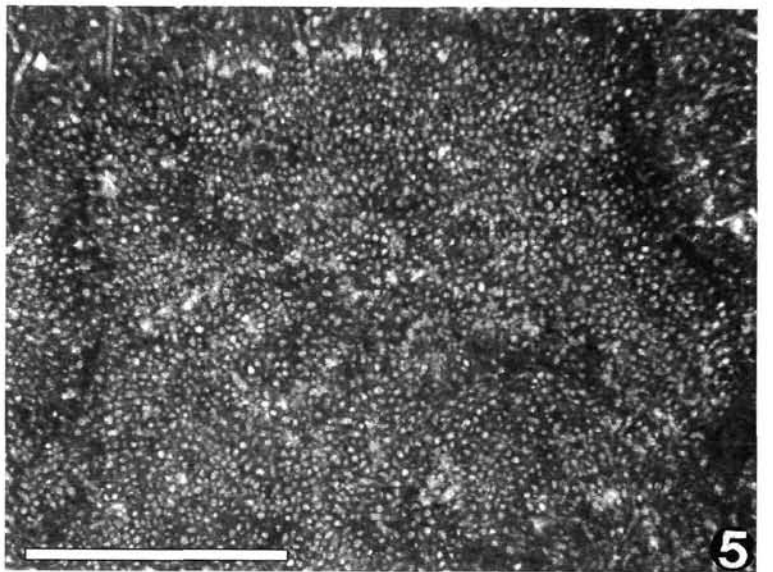
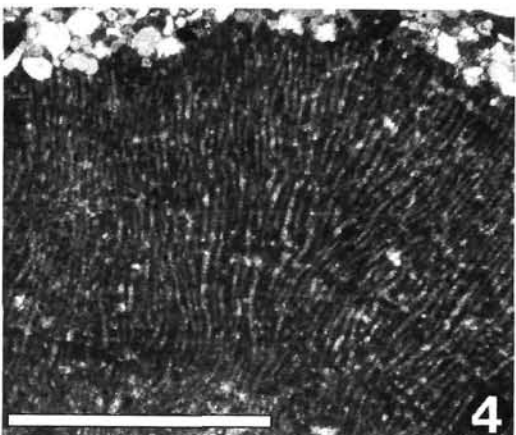
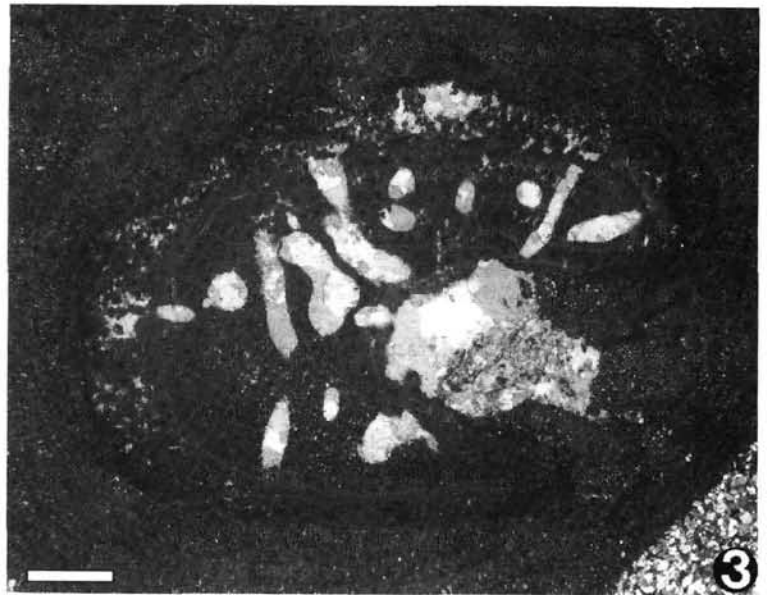
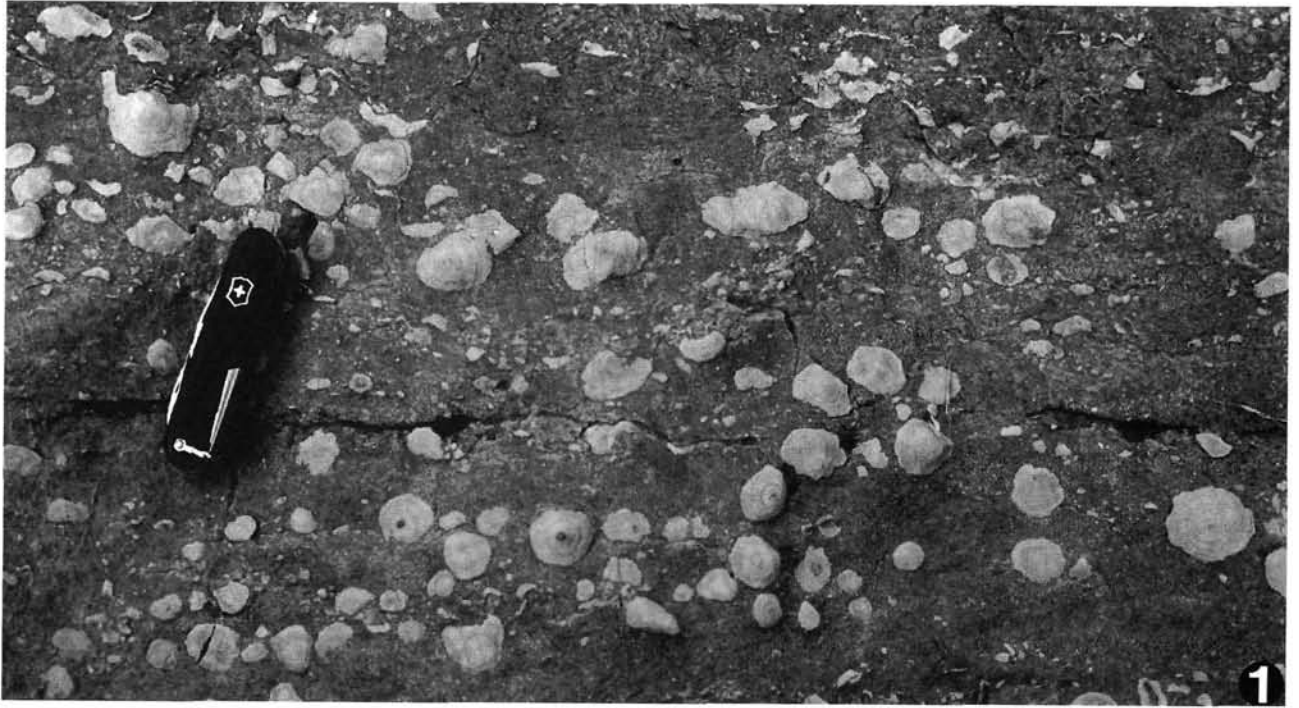
Fig. 3: **Zweiphasiges Cyanoid mit angebohrtem Kern.**

Fig. 4: **Überwiegend schichtig wachsende „*Rivularia*“-Kolonie mit weitgehend parallelen Röhren an der Peripherie eines größeren Cyanoids.**

Fig. 5: **Querschnitt durch ein „*Rivularia*“-Büschel.**

Die Grenzen der Kolonie werden durch einen Mikritsaum nachgezeichnet und sind darüber hinaus durch andere Wachstumsrichtungen außerhalb der Kolonie markiert (Oberer Bildrand). Auch innerhalb der Kolonie markiert eine Zone verstärkter Mikritabscheidung Variationen im Wachstum.

Maßbalken: 1 mm.

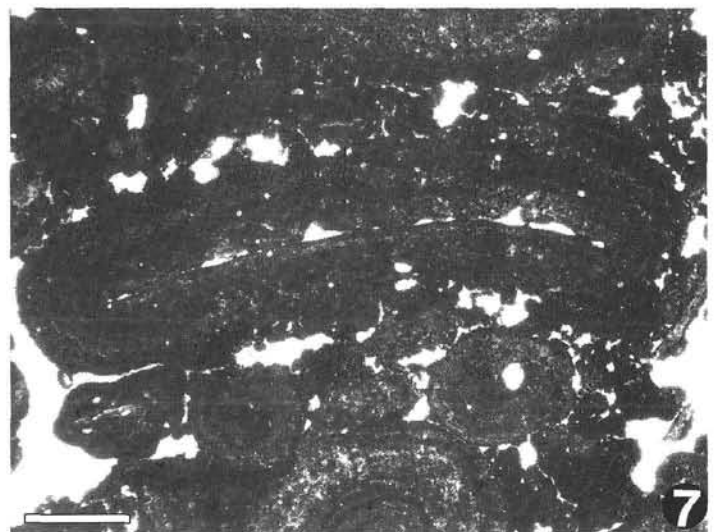
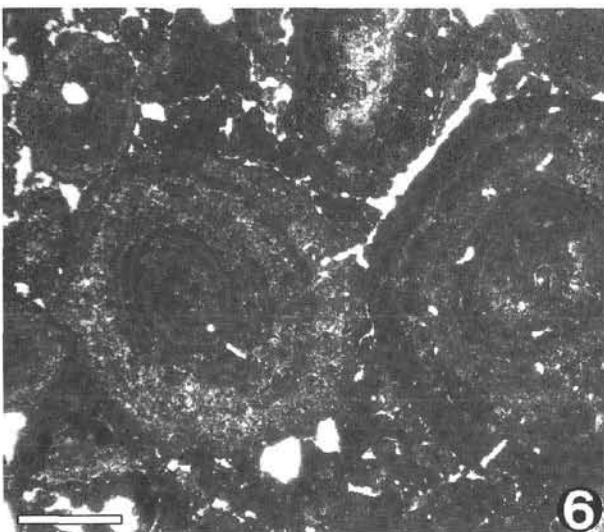
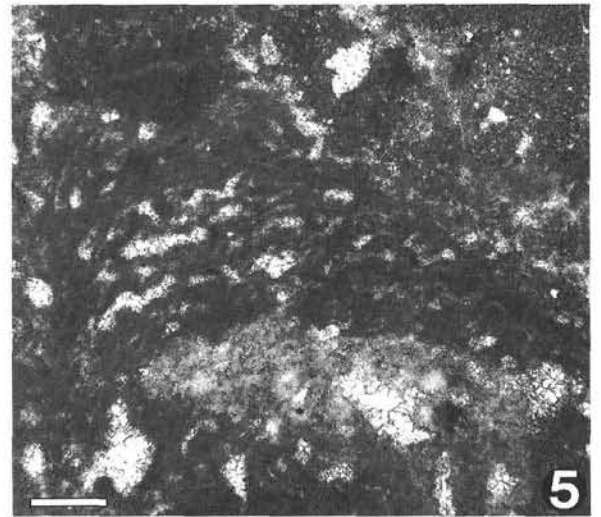
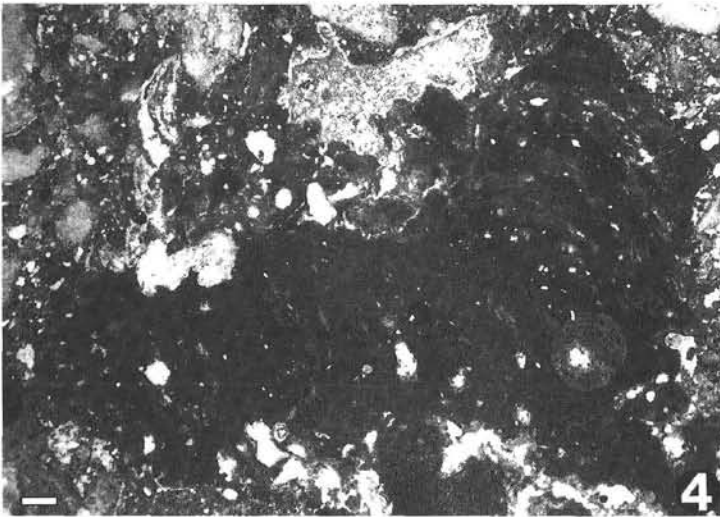
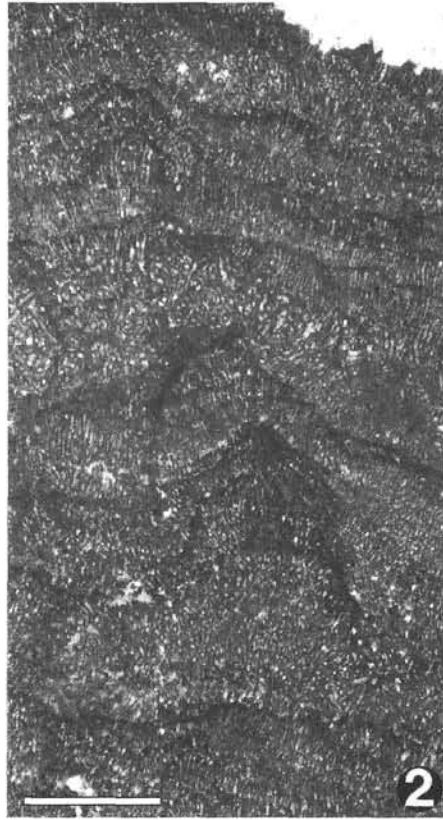
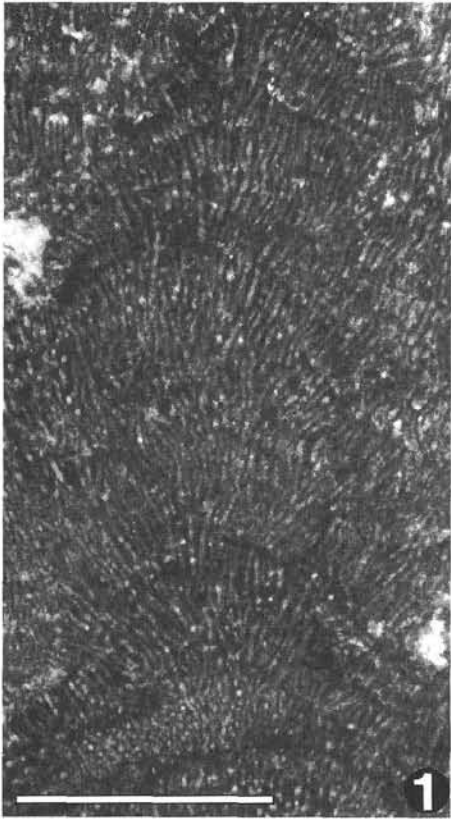


Tafel 2

Cyanoide und Stromatolithe aus dem Alttertiär des Hohen und Mittleren Atlas

- Fig. 1: **Längsschnitt durch eine „Rivularia“-Kolonie mit interner Zonierung.**
Spitzwinklige (Schein-) Verzweigungen sind relativ selten. Irbzer-Formation, Mittlerer Atlas, Oued Bou Yachtifène.
- Fig. 2: **Ausschnitt aus einem „Rivularia“-Cyanoid mit polsterartig übereinanderwachsenden „Rivularia“-Büscheln und – vor allem an der Peripherie – laminaren Lagen. Grenzen der Kolonien und einzelner Cyanoid-Lagen durch Mikritsäume markiert.**
Irbzer-Formation, Mittlerer Atlas, Oued Bou Yachtifène.
- Fig. 3: **Spongiostromater, columnarer Stromatolith.**
Imtrherane-Formation, Südrand des zentralen Hohen Atlas, westlich Errachidia.
- Fig. 4: **Spongiostromater, columnarer Stromatolith mit umwachsener kleiner globularer Kolonie (rechts unten).**
Nach Aufarbeitung deutliche, phototaktisch gesteuerte Wachstumsänderung. Imtrherane-Formation, Südrand des zentralen Hohen Atlas, westlich Errachidia.
- Fig. 5: **Laminarer Stromatolith mit deutlich nachgezeichneten Mikrit-Filamenten.**
Imtrherane-Formation, Südrand des zentralen Hohen Atlas, westlich Errachidia.
- Fig. 6–7: **Überwiegend spongiostromate, relativ locker gebaute Onkoide, zum Teil mit pustulösen Lagen und stark von der Kugelform abweichend.**
Oudiksou-Formation, Mittlerer Atlas, östlich Timahdit.

Maßbalken: 1 mm.



Literatur

- ANADÓN, P. & ZAMARREÑO, I.: Paleogene nonmarine algal deposits of the Ebro Basin, northeastern Spain. – In: C. MONTY (Ed.): *Phanerozoic Stromatolites*, 140–154, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1981.
- BETZLER, C.: The upper Paleocene to middle Eocene between the Rio Segre and the Rio Llobregat (eastern South Pyrenees): facies, stratigraphy and structural evolution. – *Tüb. geowiss. Abh.*, (A), **3**, 1–113, Tübingen 1989.
- BIGNOT, G.: L'association Charophytes-Foraminifères dans les calcaires „liburniens“ d'Istrie (limite Crétacé-Tertiaire, Italie-Yugoslavie). – *C. R. somm. Soc. géol. France*, **1966** (2), 56–57, Paris 1966.
- BIGNOT, G.: Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien. – *Trav. Lab. Micropaléont. Univ. Paris VI*, **2**, 1–353, Paris 1972.
- BIGNOT, G.: Illustration and paleoecological significance of Cretaceous and Eocene *Girvanella* limestones from Istria (Yugoslavia, Italy). – In: C. MONTY (Ed.): *Phanerozoic Stromatolites*, 134–139, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1981.
- BRACHERT, T.C. & DULLO, W.-C.: Laminar micrite crusts and associated foreslope processes, Red Sea. – *Jour. Sediment. Petrol.*, **61**, 354–363, Tulsa 1991.
- BREDE, R. & HEINITZ, W.: Durchgepauste Tektonik im Mittleren Atlas Marokkos. – *Z. dt. geol. Ges.*, **140**, 161–171, Hannover 1989.
- CHARRIÈRE, A.: Heritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale: le Moyen-Atlas au S.E. de Fes (Maroc). – Thèse es Sciences, Univ. Toulouse, 1–589, Toulouse 1990.
- COLOM, G.: La paléoécologie des lacs du Ludien-Stampien inférieur de l'île de Majorque. – *Rev. Micropaléont.*, **4**, 17–29, Paris 1961.
- COLOM, G.: Los lagos del Oligoceno de Mallorca. – I. Vol., 166 S., 29 Taf., Palma de Mallorca 1983 (Ed. Miramar).
- COLOM, G.: Nota sobre las formaciones lagunares con cianofíceas del Stampiense, de la zona central de Mallorca, y del ambiente, en cual se desarrollaron. – *Rev. Españ. Micropaleont.*, **25**, 19–32, Madrid 1993.
- CROUZEL, F., LANG, J., LUCAS, G. & SEGONZAC, G.: Un environnement carbonaté continental: concrétions algaires du Miocène d'Aquitaine. – *Bull. Soc. géol. France*, (7), **14**, 228–236, Paris 1972.
- DILL, R.F., SHINN, E.A., JONES, A.T., KELLY, K. & STEINEN, R.P.: Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters. – *Nature*, **324**, 55–58, London 1986.
- DRAGASTAN, O.: Review of Tethyan Mesozoic algae of Romania. – In: D.F. TOOMEY & M.H. NITECKI (Eds.): *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications*, 101–161, Berlin – Heidelberg (Springer) 1985.
- DRAGASTAN, O.: Calclitic bodies – possible heterocysts, akinetes and hormogonia – at some fossil Cyanophyta taxa. – *Rev. Españ. Micropaleont.*, **24**, 83–110, Madrid 1992.
- EICHENSEER, H.: Facies geology of late Maestrichtian to early Eocene coastal and shallow marine sediments (Trempe-Graus basin, northeastern Spain). – *Arb. Inst. Mus. Geol. Paläont. Univ. Tübingen*, **1**, 1–237, Tübingen 1988.
- FLÜGEL, E.: Kalkalgen aus Riffkomplexen der alpin-mediterranen Obertrias. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**, 2/3, 297–346, Wien 1975.
- FLÜGEL, E.: Environmental models for Upper Paleozoic benthic calcareous algal communities. – In: E. FLÜGEL (Ed.): *Fossil Algae. Recent Results and Developments*, 314–343, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1977a.
- FLÜGEL, E.: Verkalkungsmuster porostromater Algen aus dem Malm der Südlichen Frankenalb. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **27**, 131–140, Erlangen 1977b.
- FLÜGEL, E.: Paleoecology and microfacies of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of platform and reef carbonates from the Alps. – *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **3** (2), 569–587, Pau 1979.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken, 1–454, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1978.
- FLÜGEL, E.: Microfacies Analysis of Limestones. – 1–633, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1982.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M.: Zur Terminologie der Ooide, Onkoiden und Pseudooide. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1962**, 113–123, Stuttgart 1962.
- FREYET, P. & PLAZIAT, J.-C.: Importance des constructions algaires dues à des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc. – *Bull. Soc. géol. France*, (7), **7**, 679–694, Paris 1965.
- FREYET, P. & PLAZIAT, J.-C.: Les constructions algaires continentales stromatolithiques. Exemples pris dans le Crétacé supérieur et le Tertiaire de France et d'Espagne du Nord. – 24. Intern. Geol. Congr., Sect. 7, 524–534, Montreal 1972.
- FREYET, P. & PLAZIAT, J.-C.: Continental carbonate sedimentation and pedogenesis – Late Cretaceous and early Tertiary of southern France. – *Contrib. Sedimentol.*, **12**, 1–213, Stuttgart 1982.
- GOLUBIC, S.: Organisms that build stromatolites. – In: M.R. WALTER (Ed.): *Stromatolites*. – *Develop. Sedimentol.*, **20**, 113–140.
- GOLUBIC, S. & CAMPBELL, S.E.: Biogenically formed aragonite concretions in marine *Rivularia*. – In: C. MONTY (Ed.): *Phanerozoic Stromatolites*, 209–229, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1981.
- HERBIG, H.-G.: Lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen im marinen Alttertiär südlich des zentralen Hohen Atlas (Marokko). – *Berliner geowiss. Abh.*, (A), **66**, 343–380, Berlin 1986.
- HERBIG, H.-G.: The Upper Cretaceous to Tertiary Hammada west of Errachidia (SE Morocco): A continental sequence involving paleosol development. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **176**, 187–212, Stuttgart 1988a.
- HERBIG, H.-G.: Synsedimentary tectonics in the Northern Middle Atlas (Morocco) during the late Cretaceous and Tertiary. – In: V. JACOBSHAGEN (Ed.): *The Atlas System of Morocco. Studies on its geodynamic Evolution, Lecture Notes Earth Sci.*, **15**, 321–337, Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1988b.
- HERBIG, H.-G.: Das Paläogen am Südrand des zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas Marokkos. *Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Paläotektonik*. – *Berliner geowiss. Abh.*, (A), **135**, 1–289, Berlin 1991.
- HERBIG, H.-G.: Stratigraphy, facies and synsedimentary tectonics of the post-Middle Eocene Tertiary, Middle Atlas west of Boulemane (Morocco). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **188**, 1–50, Stuttgart 1993.
- HERBIG, H.-G. & TRAPPE, J.: *Stratigraphy of the Subatlas Group (Maastrichtian – Middle Eocene, Morocco)*. – *Newsl. Stratigr. (im Druck)*, Berlin-Stuttgart 1994.
- JONES, B. & HUNTER, I.G.: Corals to rhodolites to microbialites – a community replacement sequence indicative of regressive conditions. – *Palaaios*, **6**, 54–66, Tulsa 1991.
- LANG, J. & SEGONZAC, G.: Contribution à l'étude des algues continentales cénozoïques dans les bassins intramontagneux de Bamyan et de Yakawlang ou dans leurs environs en Afghanistan central. – *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, 2ème ser., sect. IV, N° 2 (1979), 113–131, Paris 1979.
- LEINFELDER, R.R.: Cyanophyte calcification morphotypes and depositional environments (Alenquer Oncolite, Upper Kimmeridgian?, Portugal). – *Facies*, **12**, 253–274, Erlangen 1985.
- LEINFELDER, R.R. & HARTKOPF-FRÖDER, Ch.: *In situ* accretion mechanism of concavo-convex lacustrine oncoids (“swallow nests”) from the Oligocene of the Mainz Basin, Rhineland, FRG. – *Sedimentology*, **37**, 287–301, Amsterdam 1990.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N.: Classification and environmental significance of algal stromatolites. – *Jour. Geol.*, **72**, 68–83, Chicago 1964.
- MERZ, M.U.E.: The biology of carbonate precipitation by Cyanobacteria. – *Facies*, **26**, 81–102, Erlangen 1992.

- MONTAGGIONI, L.F. & CAMOIN, G.F.: Stromatolites associated with coralgal communities in Holocene high-energy reefs. – *Geology*, **21**, 149–152, Boulder 1993.
- MONTY, C.: Precambrian background and Phanerozoic history of stromatolitic communities, an overview. – *Ann. Soc. géol. Belg.*, **96** (1973), 585–624, Liège 1974.
- MONTY, C.: Spongiostromate vs. porostromate stromatolites and oncolites. – In: C. MONTY (Ed.): *Phanerozoic Stromatolites*, 1–4, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1981.
- MOUNT, J.F.: Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. – *Sedimentol.*, **32**, 435–442, Amsterdam 1985.
- NEUSER, R.D., SIMON, M. & RICHTER, D.K.: Die „neogenen“ und quartären Großzyklen im Bereich des Kanals von Korinth (Griechenland). – *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **8**, 53–145, Bochum 1982.
- NICKEL, E.: Environmental significance of freshwater oncolites, Eocene Guarga Formation, southern Pyrenees, Spain. – In: T. PERYT (Ed.): *Coated Grains*, 308–329, Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer) 1983.
- OENLÜNESCHLOSS, J.: Biologie und Ökologie von drei rezenten Süßwasser-Rivularien (Cyanobakterien) – Übertragbarkeit art-spezifischer Verkalkungsstrukturen auf fossile Formen. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **50**, 1–86, Göttingen 1991.
- PERYT, P.: Phanerozoic oncolites – an overview. – *Facies*, **4**, 197–214, Erlangen 1981.
- PIA, J.: ThallopHYta. – In: M. HIRMER (Ed.): *Handbuch der Paläobotanik*, Bd. I, 31–136, München-Berlin (R. Oldenburg) 1927.
- RAHHALI, I.: Foraminifères benthoniques et pélagiques du Crétacé supérieur du synclinal d'El-Koubbat (Moyen Atlas – Maroc). – *Notes Serv. géol. Maroc*, **30**, 51–98, Rabat 1970.
- RICHTER, D.K., HERFORTH, A. & OTT, E.: Pleistozäne, brackische Blaugrünalgenriffe mit *Rivularia haematites* auf der Perachorahalbinsel bei Korinth (Griechenland). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **159**, 14–40, Stuttgart 1979.
- RICHTER, D.K. & SEDAT, R.: Brackish-water oncolites composed of Blue-Green and Red Algae from a Pleistocene terrace near Corinth, Greece. – In: T. PERYT (Ed.): *Coated Grains*, 299–307, Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer) 1983.
- RIDING, R.: Skeletal stromatolites. – In: E. FLÜGEL (Ed.): *Fossil Algae. Recent Results and Developments*, 57–60, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1977.
- RIDING, R.: Cyanoliths (cyanoids): oncolites formed by calcified cyanophytes. – In: T. PERYT (Ed.): *Coated Grains*, 276–283, Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer) 1983.
- RIDING, R.: Classification of microbial carbonates. – In: R. RIDING (Ed.): *Calcareous Algae and Stromatolites*, 21–51, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1991a.
- RIDING, R.: Calcified Cyanobacteria. – In: R. RIDING (Ed.): *Calcareous Algae and Stromatolites*, 55–87, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1991b.
- SCHÄFER, A. & STAPF, K.R.G.: Permian Saar-Nahe basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. – In: A. MATTER & M.E. TUCKER (Eds.): *Modern and Ancient Lake Sediments*, Spec. Publ. intern. Assoc. Sediment., **2**, 83–107, Oxford – London – Edinburgh – Melbourne (Blackwell) 1978.
- SEGONZAC, G., PEYBERNES, B. & RAHHALI, I.: Les algues du “Calcaire rosé de Timhadite” (Eocène inférieur) dans le Moyen Atlas (Maroc): description d'*Halimeda nana* PIA, 1932, dans sa localité-type et son paléoenvironnement. – *Jour. African Earth Sci.*, **5**, 501–507, Oxford 1986.
- TRAPPE, J.: Das marine Alttertiär im westlichen Hohen Atlas. Mikrofazies, Paläogeographie, Phosphoritgenese. – *Diss. Univ. Bonn*, 219 S., Bonn 1989.
- TRAPPE, J.: Stratigraphy, facies distribution and paleogeography of the marine Paleogene from the western High Atlas, Morocco. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **180**, 279–321, Stuttgart 1991.
- TRAPPE, J.: Synsedimentary silicified stromatolites in Paleocene playa deposits of the western Basin of Ouarzazate, Morocco. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1992, **8**, 458–468, Stuttgart 1992.
- TRUC, G.: Lacustrine sedimentation in an evaporitic environment: the Ludian (Palaeogene) of the Mormoiron basin, southeastern France. – In: A. MATTER & M.E. TUCKER (Eds.): *Modern and Ancient Lake Sediments*, Spec. Publ. intern. Assoc. Sediment., **2**, 189–203, Oxford – London – Edinburgh – Melbourne (Blackwell) 1978.
- WRAY, J.L.: Calcareous Algae. – *Dev. Palaeont. Stratigr.*, **4**, 1–185, Amsterdam – Oxford – New York (Elsevier) 1977.