Ber. naturhist. Ges. Hannover	126	67 - 89	Hannover 1983

Nachweis von fossilen Krebsbauten und Mikroben aus dem Unter-Alb von Vöhrum und Peine

von

W. ZIMMERLE und K. EMEIS

mit 7 Abbildungen und 1 Tafel

Inhalt:

1. Einleitung

2. Megaskopische Beschreibung des Vorkommens

3. Mikroskopische Detailbeschreibung stabförmiger Karbonat-Phosphorit-Konkretionen

4. Morphologie und Zusammensetzung der sideritischen Mikrosphärite

5. Deutung der sideritischen Mikrosphärite

6. Ergebnisse

Literatur

Z u s a m m e n f a s s u n g : In einer Tongrube bei Vöhrum treten in dunkelgrauen Tonsteinen des Unter-Alb stabförmige Karbonat-Phosphorit-Konkretionen auf, im Innern z.T. mit einem hohlen Zentralkanal von geringem Durchmesser. Die Konkretionen sind wenige Millimeter bis zu mehreren Zentimetern dick, liegen meist horizontal in der Schichtung und zeigen konzentrischen Aufbau, überwiegend mit dunklen, Karbonat-reichen Kernen und hellen, Phosphat-reichen Krusten, gelegentlich auch mit Pyritumrindung. Rundliche Querschnitte der Konkretionen, hohle Zentralkanäle in ihrem Innern und gute Erhaltung des ursprünglichen, z.T. recht groben Korngefüges (vornehmlich Kotpillen) beweisen eine frühdiagenetische Mineralisation vor der mechanischen Kompaktion. Diese Mineralisation ist meist an horizontale, z.T. sich verzweigende Grabgänge vom Typ Thalassinoides gebunden. Sideritische Sphärite (5 bis 25 µm im Durchmesser, bis zu maximal 80 µm lang) treten

in der phosphatischen Kruste solcher stabförmigen Karbonat-Phosphorit-Konkretionen auf. Sie werden in der vorliegenden Form und Zusammensetzung als diagenetische post-mortem Inkrustationen von Mikroorganismen (Grünalgen oder Bakterien) durch Siderit gedeutet, die im Bereich der ursprünglichen Wandung der Grabgänge angereichert gewesen sind. Seltener sind auch post-mortem Inkrustationen durch Pyrit. Somit waren biogene Prozesse mit den Vorgängen der Konkretionsbildung aufs engste verknüpft, sowohl im makroskopischen als auch im mikroskopischen Bereich.

S u m m a r y : Evidence of fossil decapode burrows and microbes from the lower Albian at Vöhrum near Peine. – In a claypit near Vöhrum, west of Peine (Lower Saxony), rod-shaped carbonate-phosphorite concretions, occasionally with hollow central channels, occur in dark gray shales of the Lower Albian. The concretions, a few millimetres to several centimetres in diameter, mostly lie in the bedding plane. In cross sections they are concentric, often with dark nuclei rich in carbonate minerals and light-coloured crusts rich in phosphate, occasionally also with pyrite encrustation. The round cross sections of the concretions, the hollow central channels in the concretions, and the good preservation of the originally coarse-grain fabric (mainly fecal pellets) prove an early diagenetic mineralization prior to mechanical compaction, mainly associated with normally horizontal, occasionally branching burrows of the Thalassinoides type. Sideritic spherites (5 – 25 µm in diameter and up to a maximum length of 80 µm) are concentrated in the phosphate-rich crusts of the rod-shaped carbonate-phosphorite concretions. The spherites in their present form are interpreted as being diagenetic post-mortem incrustations of microorganisms (green algae or bacteria) by siderite that have been concentrated in the zone of the original walling of the burrows. Occasionally also post-mortem incrustations by pyrite occur. Thus, biogenic processes and the formation of the concretions are intimately linked, in macroscopic as well as in microscopic dimensions.

1. Einleitung

Stabförmige Karbonat-Phosphorit-Konkretionen treten auf als Einlagerungen in den dunkelgrauen Tonsteinen des Unter-Alb der neuen Tongrube bei Vöhrum westlich von Peine (Topographische Karte 1 : 25 000 Hämeler Wald, Nr. 3626, R 35 78 820; H 58 00 000) (Abb. 1).

Ziel der Untersuchung war, (1) die Bedingungen der Konkretionsbildung zu klären und (2) auf das Vorkommen von sideritischen Sphäriten in der Phosphat-reichen Kruste dieser Konkretion hinzuweisen und eine Deutung ihrer Genese zu versuchen. Ursprünglich waren die Konkretionen als "grobkonzentrische Ca-Fe-Mn-Karbonat-Phosphat-Konkretionen von wechselnder Symmetrie" (VINKEN 1977, 39) angesprochen worden, nachfolgend werden sie abgekürzt Karbonat-Phosphorit-Konkretionen genannt.

Frau Prof. Dr. M. Wolf, Institut für Geologie, Geochemie und Lagerstätten des Erdöls und der Kohle der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen, Dr. E. Kemper, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover, Prof. Dr. J. Schneider, Geologisches Institut der Universität Göttingen, Prof. Dr. G. Müller, Institut für Sedimentforschung der Universität Heidelberg, Dr. F. Werner, Geologisches Institut der Universität Kiel,

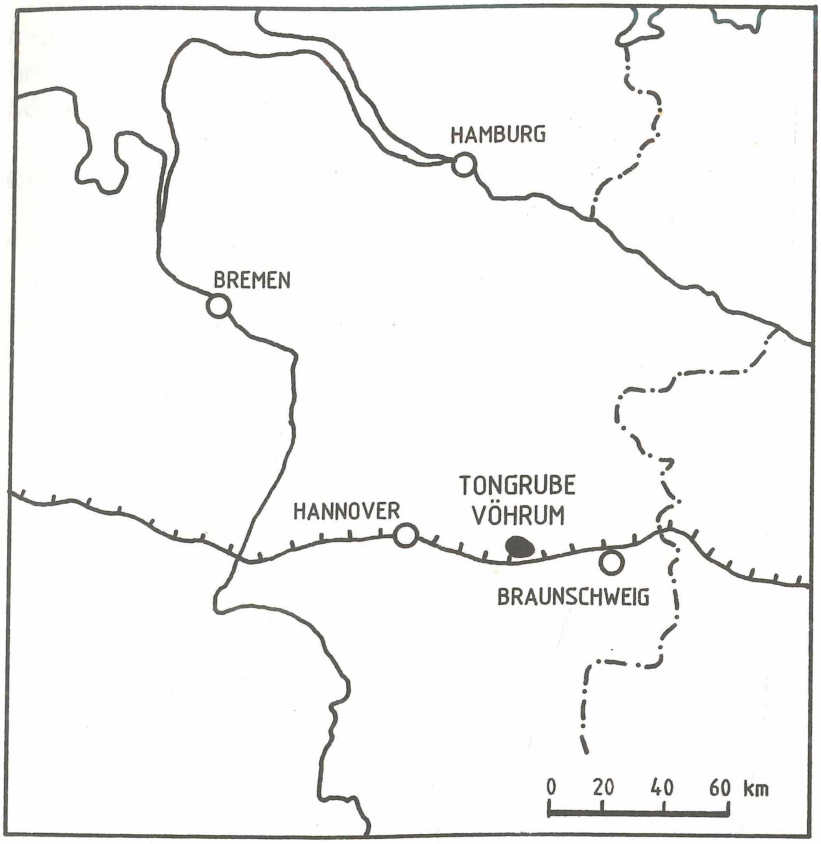


Abb. 1: Lageskizze der Tongrube Vöhrum nördlich des Mittelland-Kanals zwischen Hannover und Braunschweig

Dr. A. Wetzel, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen und Dr. V. Ittekot vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, haben Literaturhinweise und fachliche Ratschläge gegeben. Herr B. Böhlken, Institut für Raster-Elektronenmikroskopie Hamburg, und Dr. M. Gramse, Landeskriminalamt Hannover haben rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen angefertigt. Herr D. Schmieden, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, hat zusätzliche Beobachtungen beigetragen und war bei der Zusammenstellung der Ergebnisse behilflich.

Ihnen allen sei hier aufrichtig gedankt.

2. Megaskopische Beschreibung des Vorkommens

Relativ gleichförmige, dunkelgraue, schwach siltige Tonsteine des tieferen Unter-Alb sind in der neuen Tongrube bei Vöhrum in etwa 8 m Mächtigkeit angeschnitten. Der ca. 7 cm mächtige Apt/Alb-Grenztuff (KEMPER & ZIMMERLE 1978) ist gelegentlich im unteren Teil der Schichtenfolge aufgeschlossen. Er wird begleitet von harten Calcitkonkretionen im Liegenden und Hangenden.

Der Tonstein besteht aus Quarz (ca. 20 %) und folgenden Tonmineralen: Illit (22 %), Illit-Montmorillonit-Wechsellagerungsminerale (13 %), Kaolinit (19 %) und Chlorit (11 %). Der organische Kohlenstoffgehalt (C org) liegt bei 0,8 %. Der P_2O_5-Gehalt der Tonsteine ist mit 0,07 % niedrig, der F-Gehalt mit 800 bis 840 ppm dagegen relativ hoch (vulkanischer Einfluß?). Auch der Mn-Gehalt ist mit 173 bis 238 ppm höher als in den Tonsteinen benachbarter Tongruben. Der Tonstein, der reichlich feindisperse braune organische Substanz führt, ist lokal durchsetzt von Himbeerpyrit, Pyritschnüren und z.T. größeren Pyritknollen.

Gelblichbraune und olivgraue Karbonat-Phosphorit-Konkretionen von unterschiedlicher Größe und Gestalt sind locker und diskontinuierlich in verschiedenen Horizonten eingelagert. Sie wurden schon früher erwähnt, analysiert und beschrieben (VINKEN 1977, EL-NOOR 1980, PAPROTH & ZIMMERLE 1980, ZIMMERLE 1982 a, 1982 b). In diesen früheren Veröffentlichungen finden sich ergänzend u.a. megaskopische Beschreibungen und Abbildungen von Querschnitten stabförmiger Konkretionen, röntgendiffraktometrische Mineralanalysen und chemische Analysen der Haupt- und Spurenelemente sowie Autoradiographien (ZIMMERLE 1982 a) und rasterelektronenmikroskopische Detailaufnahmen (ZIMMERLE 1982 a, 1982 b).

Vier Arten von Karbonat-Phosphorit-Anreicherungen treten auf: (1) scharf begrenzte, harte laib- und faustförmige Konkretionen (max. 20 cm), (2) harte stabförmige Konkretionen, (3) hellfarbene, weiche, erdige Linsen und Lagen und (4) Steinkerne als Ausfüllung von Ammoniten-Gehäusen.

Besonders auffällig sind die stabförmigen Karbonat-Phosphorit-Konkretionen (ZIMMERLE 1982 a, Taf. 2, Fig. 5 - 6), die in anderen Aufschlüssen der Unterkreide Niedersachsens bislang in diesem Umfang nicht beobachtet worden sind. Sie besitzen z.T. einen hohlen Zentralkanal von geringem Durchmesser, sind von wechselnder Dicke und grob-konzentrisch aufgebaut. Die Querschnitte sind rundlich, seltener oval. Stabförmige Konkretionen mit einem Durchmesser von 1 bis 2 cm sind am häufigsten; solche von 1 bis 2 mm oder 3 bis 4 cm Durchmesser sind seltener.

Die räumliche Verteilung der Konkretionen läßt sich wie folgt rekonstruieren: Die stabförmigen Konkretionen scheinen sowohl isoliert als auch in enger Nachbarschaft mit faustförmigen Konkretionen aufzutreten. Sie liegen vornehmlich in der Schichtung (Abb. 2). Stellenweise sind die stabförmigen Konkretionen verzweigt oder zeigen knotenförmige Verdickungen (Abb. 3). Nur selten liegen sie vertikal zur Schichtung oder treten schornsteinartig aus den knotenförmigen Verdickungen aus. Nach wiederholter Beobachtung im Aufschluß läßt sich allerdings ein klarer genetischer Zusammenhang entdecken zwischen den "isolierten" stabförmigen Konkretionen und den faustförmigen Konkretionen, die eine komplexe Durchdringung von Grabspuren (vgl. ZIMMERLE 1982 a) erkennen lassen. Relativ leicht läßt sich im Aufschluß ein Netz von stabförmigen Konkretionen mit knotenförmigen Verdickungen und Verbindungen zu faustförmigen Konkretionen freilegen.

Der Innenaufbau aller Konkretionen ist unterschiedlich (Abb. 3). Meist ist ein grobes Korngefüge (bis zu 1 mm groß) bei rundlich-ovaler Kornform erhalten, vermutlich handelt es sich überwiegend um Kotpillen (fecal pellets). Hohle Zentralkanäle, wenige Millimeter im Durchmesser, lassen sich in axialer Richtung durch das Innere zahlreicher Konkretionen verfolgen. Die Innenwände sind vielfach mit traubig-nierigen Mineralrasen ausgekleidet. Es handelt sich um primäre Hohlräume, die in einem Frühstadium der Diagenese mineralisiert und deshalb nicht der mechanischen Kompaktion oder einer späteren Ausfüllung anheim gefallen sind. A. Wetzel (schriftliche Mitteilung) bestätigte die frühdiagenetische Bildung der stabförmigen Konkretionen aufgrund anderer Beobachtungen: Nach seinen Berechnungen hatte sich das Sediment bis zur Bildung der Konkretionen nur um ca. 10 bis 15 % gesetzt. Auffällig sind in nicht wenigen Querschnitten gut erhaltene Spreiten, die in verschiedene Richtungen vorgetrieben sind. Diese U-förmig gekrümmten Gangfüllungen sind meist durch die helle Farbe besonders gut erkennbar. Manchmal sind die Spreitenbauten in sich gekrümmt oder ihre Symmetrieebene ist schwach verdreht. In solchen und anderen Fällen ist die gesamte Konkretionsbildung nicht "hautnah" zu den Gängen erfolgt. Die unterschiedlichen Durchmesser der stabförmigen Konkretionen können nicht einfach auf den Durchmesser der darin enthaltenen Gänge bezogen werden.

Nach Unterschieden in Farbe und Materialkonsistenz zu schließen, ist die Mineralisation der Konkretionen heterochemisch und ungleich in ihrer Verteilung. Hellere phosphatreiche Krusten herrschen vor; die Kerne sind, so vorhanden, meist dunkel karbonatreich und phosphatarm. Nicht selten aber ist die Mineralsubstanz zwiebelschalen-artig, konzentrisch oder völlig heterogen verteilt. Einzelne Konkretionen sind abschließend auch von einer grünlich verwitterten Pyritkruste wechselnder Dicke (bis zu 3 mm) umhüllt. Es gibt auch kleine Grabgänge von wenigen Millimetern Durchmesser, die ausschließlich von weißlichem, erdigen Kutnahorit ausgefüllt sind.

Folgende pauschale, semiquantitative Mineralzusammensetzung wurde röntgendiffraktometrisch (H. RÖSCH) in drei stabförmigen Konkretionen bestimmt (ZIMMERLE 1982 a):

Quarz	7 %
Tonminerale (Kaolinit, Illit)	7 %
Apatit	24 - 34 %
Karbonate	
Calcit	13 - 18 %
Siderit	11 - 22 %
Kutnahorit $Ca\,(Mn, Mg, Fe^{2+})\,(CO_3)_2$	14 - 21 %

Amorphe Kieselsäure ist vorhanden bis verbreitet. Karbonatminerale sind durchweg stark vertreten (30 %); ungefähr zu gleichen Teilen Calcit, Siderit und Kutnahorit. In anderen Proben wurde auch Mangan-Calcit bestimmt. Dolomit wurde nur gelegentlich, und dann in Spuren, nachgewiesen.

Die zeitliche Ausscheidungsfolge der Karbonate war vermutlich: Krypto- bis mikrokristalliner Siderit, skalenoedrischer Kutnahorit und zuletzt spätiger Calcit.

Eine quantitative energiedispersive Röntgen-Spektral-Analyse (EDS) hat folgende Prozentanteile der aufgeführten sechs Elemente ergeben:

Al_2O_3	3,05 %
$Si\,O_2$	10,60 %
P_2O_5	27,59 %
K_2O	0,00 %
Ca O	55,88 %
Fe O	2,88 %

Die verschiedenen Konkretionstypen von Vöhrum zeigen keine auffälligen Unterschiede im pauschalen Mineralbestand und in der chemischen Zusammensetzung.

Abb. 2 Stabförmige Karbonat-Phosphorit-Konkretionen in einer Wand der Tongrube Vöhrum

(A) Stabförmige Konkretion im Tonstein (links), 15 cm lang, die mit einem Knick in die helle, faustförmige Konkretion (rechts) einmündet

(B) Stabförmige Konkretionen (in Seitenansicht)

(C) Stabförmige Konkretionen (in Aufsicht), rechte Konkretion mit hohlem Zentralkanal

Abb. 3 Drei, aus dem Tonstein isolierte und anpolierte stabförmige Karbonat-Phosphorit-Konkretionen im Querschnitt und zwei Knoten, Tongrube Vöhrum

A - C im Querschnitt nach Größe geordnet;

D - E Knoten

Beachte in den Querschnitten den komplizierten Innenaufbau der verschiedenen Konkretionen.

A - Harter, dunkler Kern und erdige, helle Kruste (bis 5 mm). heterogene Innenstruktur mit bis zu 0,5 mm großen ovalen Pillen und organischen Partikeln, exzentrischer weißlicher Gangumriß im Querschnitt (6 mm im Ø), feine Pyritpigmentierung zwischen Kern und Kruste.

B - Harter, dunkler Kern und dünne, erdige, helle Kruste (bis 2 mm dick); runder, 7 mm dicker ausgefüllter Gang mit deutlicher Versatzspreite.

C - Harter, dunkler Kern und erdige, helle Kruste (bis 3 mm dick), im Zentrum Andeutung einer hellen Spreite.

D - Charakteristische Verzweigung eines Ganges mit Lumenerweiterung.

E - Charakteristische Verzweigung eines Ganges mit Lumenerweiterung (im Längsschnitt).

Abb.2

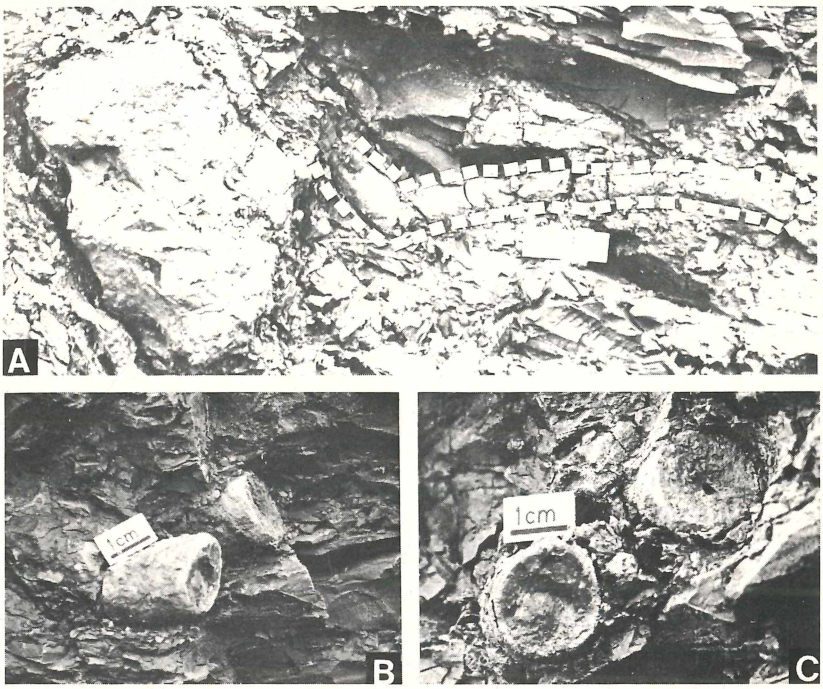
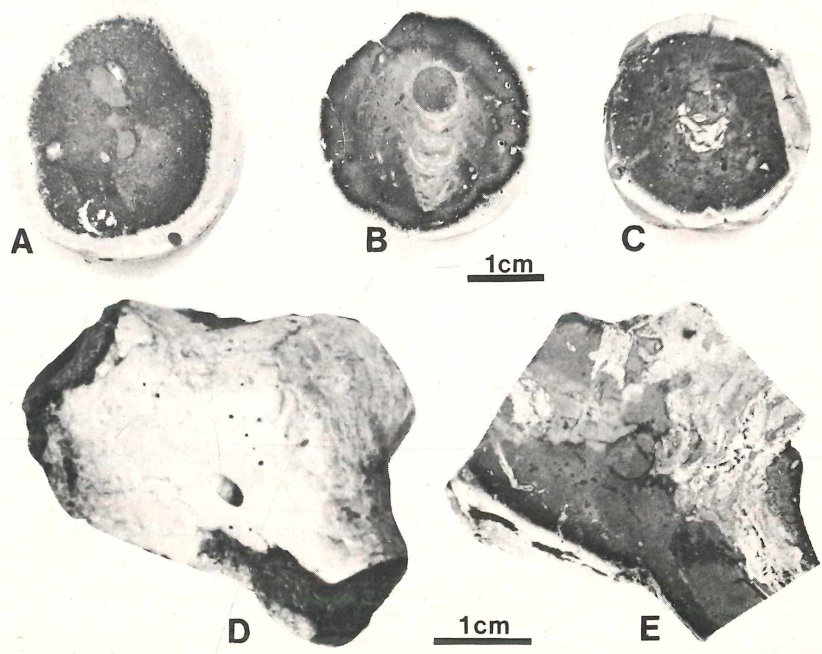


Abb. 3



Räumliche Anordnung, Form und Innenaufbau der stabförmigen Konkretionen lassen auf eine biogene Anlage schließen, nämlich auf eine komplexe Inkrustation von Grabgängen. Nach A. Wetzel (schriftliche Mitteilung) gehören die Grabgänge mit rundem Querschnitt zum Typ Thalassinoides; sie zeigen zahlreiche der Kriterien, die FREY et al. (1978) für Ophiomorpha beschrieben haben. Von diesen Autoren werden auch verschiedene Beispiele von mineralisierten rezenten und fossilen Ophiomorpha-Gängen erwähnt, z.B. solche mit Cristobalit, Phosphat oder Kollophan.

Im allgemeinen begünstigen solche Gänge durch ihre morphologische Anordnung und durch das spezifische chemische Mikromilieu die Konkretionsbildung. Als mögliche Ursache für die Konkretionsbildung führt Wetzel die Ausmauerung der Grabgänge mit Kotpillen oder mit einer Sediment-Schleim-Schicht an, die ein besonders reaktionsfreudiges Gemisch aus organischer Substanz, Tonmineralen, Meerwasser im Grabgang und im anoxischen Porenwasser gebildet hat. Vielfach können - besonders deutlich außen an den harten Konkretionen - kleine Gängchen vom Typ Chondrites beobachtet werden, die nachweislich vor der Konkretionsbildung angelegt worden sind und vermutlich Nährstoffe aus der Auskleidung der Gänge vom Typ Thalassinoides genutzt haben.

Gänge vom Typ Thalassinoides müssen aber nicht notwendigerweise immer zur Konkretionsbildung führen, wie ihr häufiges, nicht konkretionäres Auftreten, z.B. im benachbarten Ober-Barrême von Sarstedt, zeigt. Konkretionäre Grabgänge wurden von A. Wetzel und im Dogger von Süddeutschland (Siderit-Konkretionen mit Thalassinoides) beobachtet.

Vermutlich vergleichbare Formen, die meist vertikal zur Schichtung orientiert sind, wurden aus dem Minimuston des Mittellandkanals erwähnt (KUMM 1928, 455). KUMM hatte den Namen "Röhrenkonkretionen oder Aulolithe" vorgeschlagen. "Die etwa 2 bis 8 cm starken Röhren bestehen aus einem ± eisenreichen, tonigen Kalkstein, in dem auch Phosphorsäure qualitativ nachgewiesen wurde". Die Konkretionen wurden als frühe Bildungen um einen Lamellibranchiatensipho oder einen Wurm gedeutet.

Eine ähnliche Mineralisation von Grab- und Wühlgängen durch Phosphat (Röhren bis 35 cm lang, 8 bis 9 cm im Außendurchmesser und 1,8 bis 3 cm im Innendurchmesser) wurde rezent im indischen Ozean beobachtet und beschrieben (BATURIN 1982, 156). Außerdem hat BATURIN (1982, 265) die Imprägnation von Phosphat mit Eisenhydroxiden (Goethit) von der Peripherie zum Zentrum hin und die Durchdringung mit oktaedrischen Pyritkristallen und Himbeerpyriten als verbreitete Erscheinung in rezenten Phosphoriten erwähnt.

Der grob-konzentrische Schalenbau und der vielgestaltige Innenaufbau, die beide durch Autoradiographien (Belichtungszeit 7 bis 8 Monate) besonders hervorgehoben werden können, deuten mehrere diskontinuierliche Perioden der Anlagerung, Mineralisation und Umwandlung (vgl. auch EL-NOOR 1980: 48) an.

Die Variation der Innenstrukturen in Querschnitt-Darstellungen, die zeitliche Abfolge der Schwerpunkts-Mineralisation mit Karbonat (Siderit), Phosphat und Pyrit, und die physikochemischen Bildungsbedingungen sind in Abb. 4 bis 6 gezeigt. Die Zusammenhänge sind vereinfacht dargestellt.

Die konkretionäre Mineralisation beginnt meist mit Karbonaten, z.B. Siderit und Kutnahorit, in einem dunkelbraunen bis grauschwarzen Kern. Dieser zeigt bei vielen der stabförmigen Konkretionen einen auffallend konstanten Durchmesser von 5 bis 7 mm. Bei den laib- oder faustförmigen Konkretionen fehlt ein einzelner, scharf begrenzter Kern in dieser Form. Die beginnende karbonatische Mineralisation ist hier oft als ein grauschwarzer z.T. leicht bräunlicher Kernbereich ausgebildet, der etwa Dreiviertel des Gesamtdurchmessers der Konkretion ausmacht.

Auf diesen karbonatischen Kernbereich folgt eine erdige, hellerfarbene Phosphat-reiche Zone, die bei einigen stabförmigen Konkretionen den Kern als ein löchrig-poröser Saum umgibt. Bei den laib- oder faustförmigen Konkretionen bildet diese Phosphat-reiche Zone, die den dunklen Kernbereich rindenförmig umschließt, bereits den Abschluß der Mineralisation (Einfach-Zyklus AB Abb. 4 (a)). Bei einigen stabförmigen Konkretionen wiederholt sich dieser Zyklus noch einmal (Zweifach-Zyklus ABAB Abb. 4 (b)). Dabei legt sich um die poröse Phosphat-reiche Zone zunächst ein dunkler karbonatischer Bereich. Dieser wird nach außen hin ebenfalls von einer hellen Phosphat-reichen Rinde umschlossen.

Der bei einigen stabförmigen Konkretionen auftretende hohle Zentralkanal weist darauf hin, daß in diesen Fällen primär ein harter karbonatischer Kern nicht bestanden hat. Die Mineralisation begann hier mit Phosphat-reichem Material, dessen erdige Reste das innere des zentralen Lumens auskleiden. Nach außen hin folgt dann ein normaler Einfach-Zyklus, beginnend mit dunklem karbonatischem Material, auf das helles phosphatisches Material folgt. Diese Bildungen können als ein verminderter Zweifach-Zyklus BAB (Abb. 4 (d)) bezeichnet werden.

Oft zeigen aber die Konkretionen im Querschnitt ein Bild, das von dem eines einfach-konzentrischen Schalenaufbaus stark abweicht. Die einzelnen Zonen durchdringen sich gegenseitig, der Schalenbau ist weitgehend aufgelöst. Dieses Erscheinungsbild kann nur einen wiederholten Wechsel in der Art der Mineralisation bedeuten. Es liegen also Ein- oder Zweifach-Zyklen vor, die Rekurrenzen aufweisen, d.h. in einer späteren Phase der Mineralisation wurde die jeweils vorhergehende Phase wiederholt aufgenommen (Abb. 4 (c)). Dies ist auch am deutlichen Farbwechsel erkennbar.

Einige der Konkretionen zeigen in der äußeren Kruste eine deutliche Anreicherung von Pyrit. Diese Kruste erscheint dann fast schwarz und stark gekörnt. Sie folgt immer auf eine helle Phosphat-reiche Zone (Abb. 4 (e)).

Insgesamt zeigt sich ein genereller Ablauf der Mineralisation von Karbonat, d.h. meist Siderit, über Phosphat nach Pyrit (Abb. 5 B). Dieser Befund fügt sich auch gut in das physikochemische Schema (Abb. 6 c) ein, einem vereinfachten Ausschnitt aus dem Diagramm von GARRELS & CHRIST (1965). Pyritreiche Säume und Krusten treten nicht nur abschließend im letzten Mineralisations-Zyklus auf, sondern auch schon in früheren Zyklen. Sie sind so in weiter innen gelegenen Teilen der konzentrisch aufgebauten Konkretionen erkennbar (Abb. 4 (f)).

Abb. 4 Vereinfachte und schematische Querschnitte der Konkretionen. Die Mineralisation beginnt im Kern und schreitet nach außen hin fort.

(a) Einfach-Zyklus einer laib- oder faustförmigen Konkretion mit einem relativ umfangreichen, dunklen, karbonatischen Kernbereich und einer scharf abgegrenzten, hellen, phosphatischen Kruste.

(b) Zweifach-Zyklus einer stabförmigen Konkretion. Auf einen dunklen, karbonatischen, im Querschnitt fast kreisrunden Kern folgt mit scharfer Grenze eine helle, löchrig-poröse, Phosphat-reiche Zone (1. Zyklus). Um diese schließt sich mit einem diffusen Übergang ein zweiter Zyklus, der ähnlich wie in (a) struiert ist.

(c) Einfach-Zyklus mit Rekurrenzen bei einer stabförmigen Konkretion. Um den dunklen karbonatischen Kern schließt sich eine breite, helle, Phosphat-reiche Zone. Die dunklen, schlierenförmigen Einschaltungen zeigen, daß in dieser Phase der Phosphat-reichen Mineralisation die vorhergehende karbonatische Mineralisation wiederholt aufgenommen wurde.

(d) Zweifach-Zyklus einer stabförmigen Konkretion mit einem zentralen Lumen.

Der Zweifach-Zyklus ist strenggenommen nicht vollständig, da die Mineralisation hier mit einer hellen, phosphatischen Phase beginnt und ein zentraler, karbonatischer Kern fehlt.

(e) Einfach-Zyklus einer stabförmigen Konkretion mit einer dünnen stark Pyrithaltigen Kruste.

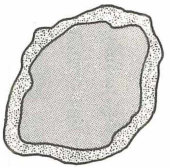
Die pyritische Kruste unterscheidet sich makroskopisch von den karbonatischen Zonen durch die dunklere, schwarz-grüne Farbe und eine deutliche Körnelung.

(f) Zweifach-Zyklus einer stabförmigen Konkretion mit Bildung einer Pyrit-reichen Kruste in jedem Zyklus.

Der Zweifach-Zyklus ist u.U. vollständiger als abgebildet. Möglicherweise schaltet sich nach der ersten Pyrit-reichen Zone im Inneren der Konkretion im Sinne einer Rekurrenz zunächst eine karbonatische Zone ein, bevor die Mineralisation mit der Phosphat-reichen Phase fortgeführt wird.

Abb. 5 Diagramm zur Veranschaulichung der zeitlichen und räumlichen Abfolge der Mineralisation der in Abb. 4 schematisch dargestellten Querschnitte von Konkretionen.

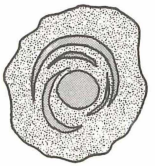
Die Abbildung macht den generellen Mineralisations-Verlauf ausgehend von Karbonat über Phosphat nach Pyrit in der räumlichen Verteilung vom Kern zur Kruste hin deutlich. Weiterhin zeigt der Verlauf der Kurve die Möglichkeit von Rekurrenzen. Diese treten auf, wenn die physiko-chemischen Bedingungen um den Grenzbereich zweier Mineralisations-Felder (Karbonat und Phosphat bzw. Phosphat und Pyrit) schwanken. Die Mineralisation kann bereits in einem frühen Stadium bis zur Pyrit-Bildung hin fortschreiten, danach wird die vorhergehende Phosphat-reiche oder die erste Karbonat-reiche Mineralisation wieder aufgenommen.



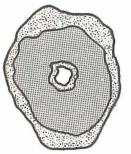
(a) Einfach - Zyklus
Karbonat I - Phosphat I
A - B



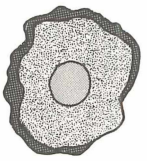
(b) Zweifach - Zyklus
Karbonat I - Phosphat I
Karbonat II - Phosphat II
A - B - A - B



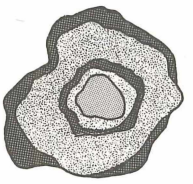
(c) Einfach - Zyklus
mit Rekurrenzen
A - B - (A) - B



(d) Zweifach - Zyklus
mit zentralem Lumen
B - A - B



(e) Einfach - Zyklus
mit Pyrit - Kruste
A - B - C



(f) Zweifach - Zyklus
mit Pyrit - Kruste
A - B - C - B - C

Abb. 4

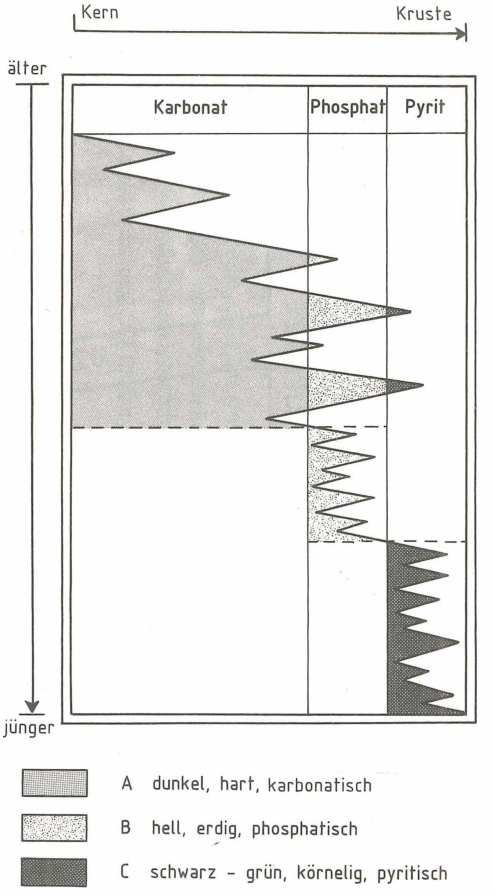
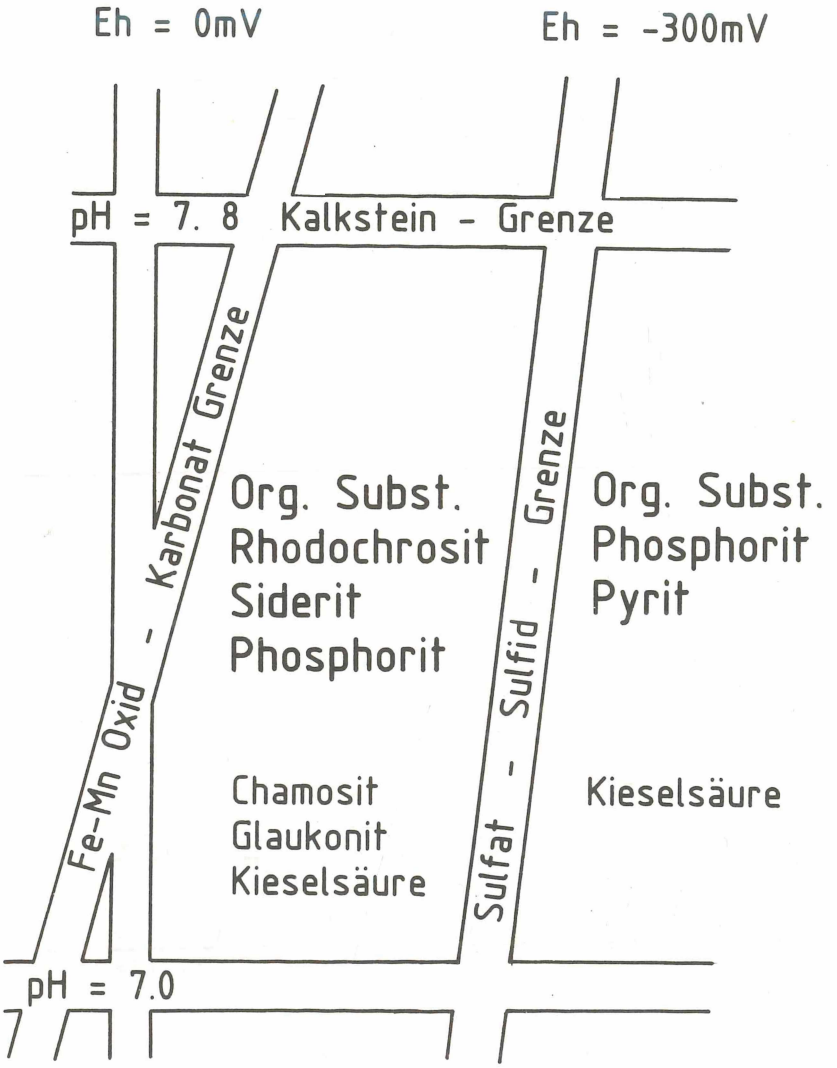


Abb. 5



Ausschnitt aus (GARRELS & CHRIST, 1965)

Abb. 6

Ausschnitt aus einem von W. C. Krumbein und R. M. Garrels entwickelten Schema zur Darstellung der Mineralisation in Abhängigkeit von Eh und pH. Das Schema zeigt neben anderen Mineralen die Stabilität von Siderit und Phosphorit im Bereich von Eh = 0 mV bis Eh = - 300 mV bei einem pH-Wert zwischen 7,0 und 7,8. Beim Überschreiten der Sulfat-Sulfid-Grenze wird bei einem Eh unterhalb -300 mV die Bildung von Pyrit möglich. Dieses Schema verdeutlicht den in Abb. 5 dargestellten generellen Mineralisations-Verlauf von Karbonat, speziell Siderit, über Phosphot (Phosphorit) nach Pyrit.

Die Abläufe der frühdiagenetischen Mineralisation sind sehr schematisiert rekonstruiert worden.

Eine denkbare Alternative besteht darin, daß synsedimentär bis fast-synsedimentär (penecontemporanous) die Wandungen der Grabgänge phosphoritisiert worden sind und erst danach nach innen oder von innen und nach außen die verschiedenen Karbonatmodifikationen zur Ausscheidung gelangt sind.

Schon BUSHINSKII (1966, 307) hat beobachtet, daß bioturbate Phosphorit-Konkretionen je nach Art der Grabspur unterschiedlichen Phosphoritisierungsgrad zeigen, manchmal auch unterschiedliche Einkieselung oder Fällung von Mangan-Karbonat. Auch BERNER (1980, 137) hat nachdrücklich betont, daß Bioturbation den Ablauf der Frühdiagenese wesentlich beeinflußt.

Die gelegentlichen Rekurrenzen deuten einen Wechsel in der Chemie des Porenwassers an, der möglicherweise auch einen länger anhaltenden Wechsel in der Meerwasser-Zusammensetzung widerspiegelt, vielleicht unter dem wechselnden Einfluß von kaltem Auftriebswasser (coastal upwelling).

Ähnliche Abläufe der Mineralisation und Konkretionsbildung sind auch in den Phosphoriten des Apt und Alb der Tongruben Stedum und Sarstedt zu beobachten.

Die frühdiagenetische Mineralisation von Siderit wird durch den Abbau organischer Substanz - noch im oxischen Bereich - in einem spezifischen chemischen Mikromilieu (schwach alkalischer pH, negativer Eh) ausgelöst, vermutlich in den obersten Metern des Sediments gleich nach der Einbettung. Kutnahorit Ca (Mn, Mg, Fe^{2+}) $(CO_3)_2$ ist dabei eng mit Siderit vergesellschaftet. Danach folgt mit Schwerpunkt die Phosphatmineralisation und nur örtlich auch eine Anreicherung von Pyrit in Krusten. Die häufigen Rekurrenzen deuten labile Gleichgewichte dieser chemischen Systeme an.

3. Mikroskopische Detailbeschreibung stabförmiger Karbonat-Phosphorit-Konkretionen

Die stabförmigen Karbonat-Phosphorit-Konkretionen führen peripher oder als Auskleidung von Drusen und Hohlräumen Mikrosphärite. Eine der Konkretionen, an der Untersuchungen durchgeführt worden sind, ist in einer schematischen Zeichnung (Abb. 7) im Querschnitt gezeigt. Die karbonatischen Mikrosphärite treten an der Grenze auf zwischen der Phosphatreichen Außenzone und der karbonatischen Kern- und Mittelzone.

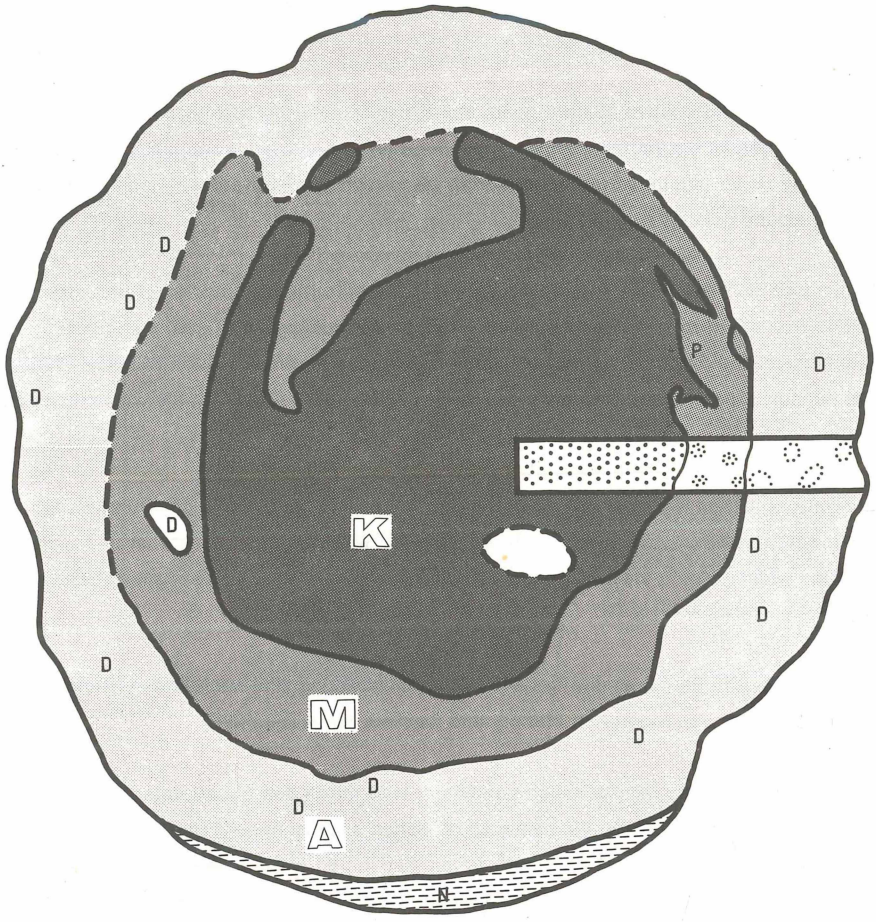


Abb. 7 Schematisierte Untergliederung des Querschnittes einer stabförmigen Karbonat-Phosphorit-Konkretion.

Folgende Zonen, die jedoch nicht identisch sind mit den Untergliederungen aus Abb. 4, können unterschieden werden:

K = Kern, M = Mittelzone, A = Außenzone und N = Nebengestein.
D = drusige poröse Partien mit etwas größeren Sphäriten und Stäbchen.
P = besonders phosphatreiche Partie.

Im Ausschnitt sind die mikroskopischen Erscheinungsbilder der drei Zonen stark schematisiert dargestellt: Kern: gleichmäßige Sideritmatrix, Mittelzone: isometrische Sideritklümpchen und Außenzone: Siderit-Sphärite und -stäbchen.

Der Durchmesser der Konkretion beträgt 23 mm.

Die dunkelbraune, kompakte Kernzone - 10 bis 15 mm im Durchmesser - besteht vornehmlich aus Mangan-Siderit, Mangan-Calcit und Apatit, mit Spuren von Quarz, Kaolinit und Illit. Pillen- und Krümel-Struktur der Matrix ist deutlich. Die Pillen sind 0,05 bis 0,3 mm groß. Das Gefüge der krypto- bis mikrokristallinen Karbonatminerale ist dicht; Mikrosphärite fehlen. Kavernöse Hohlräume unterschiedlicher Größe sind häufig mit Tapeten von radialstrahligem, klar-durchsichtigem Mischkarbonat besetzt. Ovale Querschnitte aus Siderit und gelbbraunem Phosphat, vermutlich Querschnitte von winzigen Grabgängchen, sind selten. Die Kernzone ist weitgehend, allerdings nicht allseitig, von einem dünnen Pyritsaum umgeben. Pyrit tritt auch als disperses Pigment auf, meist ungleich verteilt.

Die Mittelzone ist aufgebaut aus fein-dispersen, isometrischen bis rundlichen, bräunlichen Klümpchen von krypto- bis mikrokristallinem Siderit, die in einer gelblich-braunen, kryptokristallinen Phosphatmatrix liegen. Das Siderit-Gefüge ist vornehmlich krümelig-globular. Mikrosphärite treten auch hier noch nicht in Erscheinung. Stellenweise finden sich kleinere Partien mit vorherrschender gelblich-brauner Phosphatmatrix (P in Abb. 7). Auch die Mittelzone ist durch einen dünnen Pyritsaum nach außen abgegrenzt, jedoch nicht immer scharf.

Die erdige, hell-farbene Außenzone (= Phosphat-reiche Kruste) ist 2 bis 5 mm dick. Sie besteht hauptsächlich aus Apatit, Mangan-Siderit, Quarz, Kaolinit, Mangan-Calcit und Spuren von Illit. Die Außenzone ist aufgebaut aus einer gelb-braunen, krypto-kristallinen Phosphatmatrix, in der bräunliche, sideritische Mikrosphärite feindispers eingelagert sind. Sphärite und Stäbchen, die 20 bis 80 µm lang sind, sind weitständig oder engständig eingestreut. Stellenweise treten die Sphärite und Stäbchen auch in porösen, z.T. drusigen Zonen auf, meist mit Rogenpyrit vergesellschaftet. Dann tritt ihre Röhrenform stärker hervor und die Stäbchen werden größer (Durchmesser bis 20 µm, Länge bis 80 µm). Manche dieser größeren Aggregate ähneln in Größe, Form und Struktur der Grünalge Girvanella.

Das die Konkretion umhüllende Nebengestein, ein bräunlicher Tonstein, zeigt straffes Anlagerungsgefüge der Ton- und Glimmerminerale und der feinen Flitter organischer Substanz. Die Tonminerale löschen einheitlich aus. Röntgendiffraktometrisch wurden nachgewiesen: röntgenamorphe Substanz, Quarz, Kaolinit, Illit/Muskovit, Mangan-Siderit und Chlorit. Winzige Sideritkörnchen und -kügelchen (ca. 5 µm) sind auch hier in der Tonmatrix eingestreut. Der Kontakt zwischen Außenzone und Nebengestein ist ziemlich scharf, u.d.M. erscheint er jedoch graduell.

4. Morphologie und Zusammensetzung der sideritischen Mikrosphärite

Eine andere stabförmige Konkretion, die näher untersucht wurde, ist in Tafel 1 (Fig. 1) im Querschnitt als anpolierter Dünnschliff gezeigt. Der heterogene Innenbau wird deutlich. In der hellfarbenen Außenzone sind, wie der Dünnschliff (Taf. 1, Fig. 2) zeigt, rundliche

Mikrosphärite oder längliche Mikrostäbchen gut zu erkennen, z.T. in Drusen. Sie bestehen ausschließlich aus Siderit. Bei stärkerer Vergrößerung wird die Form der Mikrosphärite und -stäbchen (Taf. 1, Fig. 3) noch deutlicher sichtbar. Die Form der Sphärite ist überwiegend kreisrund oder leicht deformiert, gelegentlich auch mehreckig. Längsschnitte zeigen meist kurze Stäbchen- oder Röhrenform, selten auch längere Formen (bis zu 80 µm lang).

Sphärite und Stäbchen sind zum überwiegenden Teil von ziemlich uniformer Größe. Der mittlere Durchmesser der rundlichen Querschnitte liegt zwischen 5 und 25 µm.

Die Innenstruktur ist wie folgt: Sphärite und Stäbchen sind meist einschalig. Die Sideritschale ist gewöhnlich dünner als 2,5 µm. Selten nur beobachtet man zwei oder - ganz selten - drei Schalen, vor allem in porösen Partien mit größeren Individuen. Sind zwei Schalen vorhanden, ist die Naht zwischen den Schalen treppig deformiert, vermutlich als Folge von Rekristallisation. Dort ist auch der Röhrencharakter am deutlichsten; fein-disperser Pyritstaub findet sich auf der Innenwand der Röhren. Außerdem scheinen manche Stäbchen in ihrer Längserstreckung zellig untergliedert. Noch seltener ist eine schwach angedeutete Untergliederung durch mutmaßliche Zellwände. In drusigen Partien wachsen die Siderite auch halbkugelig-nierig als Auskleidungen der Innenwände.

Die langen Achsen der Stäbchen zeigen keine auf das Zentrum der Konkretion hin bezogene Orientierung. Im inneren Teil der Außenzone sind die Sphärite engerständig, zur Peripherie hin weiterständig. Folglich sind die Sphärite an der Peripherie der Konkretion am besten zu untersuchen.

Verzweigung der hohlen Stäbchen wurde nie beobachtet. Dennoch ist die Ähnlichkeit zur Grünalge Girvanella erstaunlich, dort wo die Stäbchen massiert auftreten. Ob die scheinbar hohlen Sphärite und Stäbchen immer mit Matrix ausgefüllt sind, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Vereinzelt scheint die Füllung aus anderen Mineralen (Erz, Leukoxen, Karbonat) zu bestehen.

Unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM) ist der relativ grobkristalline Aufbau der deutlich rekristallisierten Sphärite und Stäbchen noch besser zu erkennen (ZIMMERLE 1982 a, Taf. 4.7-3; 1982 b, Taf. 1 Fig. 3). Die Sphärite bestehen nach energiedispersiver Röntgen-Spektralanalyse wesentlich aus Siderit mit geringen Beimengungen von Mangan. Der ursprüngliche Feinbau der Sphärite und Stäbchen wurde durch diagenetische Sammelkristallisation und nachträgliche Sideritisierung eines primären Karbonats verwischt. Bei einer Inkrustation werden die organischen Relikte ausgelöscht, wie dies auch bei Verdrängungen organischer Partikel in rezenten Sedimenten der Ostsee beobachtet werden kann (GHIORSE 1980).

im anpolierten Dünnschliff, der in Tafel 1 (Fig. 1) abgebildet ist, sind unter dem REM Form, Größe und Struktur der Sphärite sowie Feinstruktur der Gesteinsmatrix (Tafel 1, Fig. 4) noch besser zu erkennen.

5. Deutung der sideritischen Mikrosphärite

Die in dieser Arbeit beschriebenen sideritischen Mikrosphärite werden vorläufig als Gebilde ursprünglich organischer Entstehung gedeutet und zwar aus folgenden Gründen:

- runder bis ovaler Querschnitt bzw. Stäbchenform
- Andeutung zellförmiger Untergliederung in manchen Stäbchen
- hohe Symmetrie der einzelnen Gebilde
- Vorhandensein eines Hohlraumes in jedem Sphärit
- uniforme Größenverteilung der Sphärite
- nierige Auskleidung von kleinen Hohlräumen

Die ursprüngliche Substanz, welche die Mikrosphärite aufgebaut hat, ist im vorliegenden Falle weder erkennbar noch rekonstruierbar. Es handelte sich vermutlich um entweder organische Substanz unbekannter Zusammensetzung oder biogenes Karbonat. Auch wurden mit den bisher angewendeten Untersuchungsmethoden keine radialen oder konzentrischen Schalenstrukturen beobachtet.

Der heute vorhandene Siderit ist sekundär. Er ist durch syngenetische bis frühdiagenetische Verdrängung von organischer Substanz oder Calcit unter Erhaltung der biogenen Strukturen entstanden. Vermutlich hat dabei das Mikromilieu die Umwandlung gesteuert durch den Abbau organischer Substanz.

Die vorliegende Sideritmineralisation ist wahrscheinlich eine post-mortem Inkrustation von Mikroorganismen (Bakterien oder Grünalgen), wie sie im Pflanzen- und Tierreich weit verbreitet und vielfach beschrieben worden ist.

So schlug KAŹMIERCZAK (1979, 11 ff., Abb. 4) für sideritische Mikrosphärite aus präkambrischen und devonischen Gesteinen ein Modell für den Ablauf frühdiagenetischer Prozesse vor, das auch für die Bildung der hier vorliegenden untersuchten sideritischen Mikrosphärite gut anwendbar ist: Nach dem Absterben eines Mikroorganismus wird bis zu seiner Einbettung im Sediment durch den Abbau der organischen Substanz und durch Vorgänge im Nahbereich der absinkenden Schale (Abrasions-pH, Entstehung von Ammoniak) ein chemisches Mikromilieu mit hohem pH-Wert (> 9) geschaffen. Das bei der Zersetzung freiwerdende CO_2 geht unter diesen Bedingungen in den CO_3^{--}-Zustand über und reagiert mit dem Eisen zu dem unter diesen pH-, Eh- und PCO_2-Bedingungen stabilen Siderit (vgl. GARRELS

& CHRIST 1965, 210, 223, 242). Ähnliche Vorgänge gelten für Mangan, das zu $MnCO_3$ wird. Wandert die Schale im Laufe ihres Absinkens durch die Grenzschicht von oxidierendem zu reduzierendem Milieu, kann zusätzlich noch Mangan adsorbiert werden (HARVEY 1949, DUGOLINSKI et al. 1977). Im Sediment schließlich, unter Bedingungen, bei denen Siderit, Mangan-Siderit, Rhodochrosit und Pyrit stabil sind, kommt es zu Umkristallisationen, deren Ergebnis die als Siderit oder Mangan-Siderit vorliegenden Mikrosphärite sind. Sie treten fast immer in Vergesellschaftung mit Rogenpyrit und -markasit auf, die als überzeugende Indizien für bakterielle Aktivität gewertet werden (z.B. HALLBERG et al. 1976, CURTIS & SPEARS 1968).

Ein ähnlicher post-mortem Abbau organischer Substanz und Neubildung von Eisenkarbonat sind nach KAŹMIERCZAK (1979, 13) auch bei kalkschaligen Mikroorganismen oder bei Bakterien beobachtet worden.

Rezent wurden Mikrosphärite ähnlicher Größe und vergleichbarer chemischer Zusammensetzung aus der Ostsee im Bereich des Landsort-Tiefs (SUESS 1979) beschrieben als authigene Bildungen in anoxischen Sedimenten ("spherical micro-concretions"). SUESS deutet diese Bildungen als "bacterial colonies". Sie sollen Ausdruck des bakteriellen Abbaus organischer Substanz in rezenten Sedimenten sein. Weitere Analogien sind auch die Phosphor- und Mangan-haltigen Mineralphasen, die in den Sedimenten des Landort-Tiefs auftreten.

Nach J. Schneider (mündliche Mitteilung) gibt es rezent auch Ausfüllungen von Grabgängen, deren Schleimschicht vor allem von Bakterien besiedelt ist.

Auch Grünalgen der Ordnung Volvocales (vgl. HUBER-PESTALOZZI 1965) werden als Organismen betrachtet, die sich als Mikrosphärite erhalten (KAŹMIERCZAK 1976 a, 1976 b). Die mit einer karbonatischen Schale ausgestatteten Organismen werden im Laufe ihres Lebens mit einer Hülle aus Eisen(III)-, Mangan(III)-Oxiden oder -hydroxiden umgeben, wenn der bei der Photosynthese freiwerdende Sauerstoff mit ionaren Metallen reagiert (Taf. 1, Fig. 5).

6. Ergebnisse

Die Untersuchungen der stabförmigen Karbonat-Phosphorit-Konkretionen aus dem tiefen Unter-Alb der neuen Tongrube bei Vöhrum haben folgendes ergeben:

(1) Die dunkelgrauen Tonsteine gehören zur normalen Schlammfazies (normal mud facies) mit Thalassinoides, Chondriten und sideritischen Konkretionen, wie sie MORRIS (1979) aus dem unteren Jura (Toarcium) von Yorkshire in Großbritannien beschrieben und definiert hat.

(2) Die stabförmigen Karbonat-Phosphorit-Konkretionen wurden frühdiagenetisch gebildet, stets in enger räumlicher Verbindung mit meist horizontalen Grabgängen vom Typ Thalassinoides, die teilweise noch mit hohlen Zentralkanälen von reduziertem Durchmesser erhalten geblieben sind.

Die Tiere, die diese fossilen Gänge vom Typ Thalassinoides (Ophiomorpha) gebaut haben, sind bislang unbekannt. In Anlehnung an rezente analoge Bauten, wie Callianassa major, wird es sich vermutlich um den Garnelen nahestehende Tiere handeln (Zehnfußkrebse).

Gänge vom Typ Thalassinoides werden bevorzugt aus Sandablagerungen beschrieben, in Ton- und Schieferfolgen bleiben sie meist unerkannt und werden von dort nicht so häufig erwähnt.

(3) Auch andere strukturelle Details wie ursprüngliche Partikelgröße, Form von Kotpillen und Durchwühlung geben gut den syngenetischen Zustand des Sediments vor seiner mechanischen Kompaktion wieder. Verschiedene Farbnuancen sowie konzentrische oder unregelmäßige Innenstrukturen deuten den komplizierten und mehrphasigen Aufbau der Konkretionen an. Er wird auch durch Autoradiographien bestätigt. Im einfachen Fall sind die dunkelbraunen Kerne Karbonat-reich und die hell-farbenen Außenkrusten Phospat-reich, selten sind die Konkretionen auch noch mit Pyrit umkrustet. Die Konkretionen bestehen vornehmlich aus Apatit und verschiedenen Karbonatphasen (Calcit, Mangan-Calcit, Kutnahorit und Siderit) und nur untergeordnet aus Quarz, Feldspat und Tonmineralen.

Geochemisch lassen sich keine Unterschiede feststellen zwischen den stabförmigen Konkretionen und anderen Konkretionen der Tongrube.

(4) Die sideritischen Mikrosphärite, die in der hell-farbenen, Phosphat-reichen Außenkruste zahlreicher stabförmiger Konkretionen vorkommen, sind runde bis ovale, hohle Gebilde von 2 bis 5 µm Durchmesser und von gleicher Größe. Die "Schalen" bestehen überwiegend aus einer Einkornlage von Siderit. Organische Reliktstrukturen waren nicht mehr zu beobachten.

Die Mikrosphärite werden aufgrund ihrer Form, ihrer hohen Symmetrie und ihres zentralen Hohlraums als rekristallisierte post-mortem Inkrustationen von Mikroorganismen (vermutlich von Grünalgen oder Bakterien) durch Siderit gedeutet, die im Bereich der ursprünglichen Wandung der Grabgänge angereichert gewesen sind.

Ähnliche Mikrosphärite, z.T. mit noch komplexeren Innenstrukturen, werden fossil auch aus anderen Formationen beschrieben. Somit ist die Mitwirkung von grabenden Organismen und von Mikroorganismen (Grünalgen und/oder Bakterien) bei der Bildung der stabförmigen Karbonat-Phosphorit-Konkretionen evident.

(5) Die diagenetischen Abläufe bei der Bildung der Konkretionen und der Mikrosphärite waren alle sehr früh, d.h. synsedimentär bis frühdiagenetisch. Dies wird bewiesen durch die rundlichen Querschnitte der Konkretionen, die gut erhaltenen Innenstrukturen und durch die frühdiagenetische Mineral-Assoziation: Siderit-Phosphat-Pyrit. Die konzentrische Zonierung der diagenetischen Mineralisationen ist der primären Sedimentstruktur aufgeprägt. Diese Mineral-Assoziation hat sich gebildet in den obersten Metern des Sediments unmittelbar nach der Einbettung. Sie weist auf reduzierendes und neutrales Bildungsmilieu hin (negativer Eh und schwach alkalischer pH). Charakteristisch ist das Auftreten von Mischkarbonaten wie Kutnahorit und von Siderit. Deutliche Durchwühlung der Tonsteine und die frühdiagenetische Mineralparagenese bilden einen deutlichen Kontrast. In diesem Mikro-Milieu war auch Montmorillonit nicht stabil.

Die frühdiagenetische Bildung von Siderit geht auf den Abbau organischer Substanz im oxischen Bereich in einem spezifischen chemischen Mikromilieu (pH, Eh) zurück. Auch primäre Karbonat- oder Kieselschalen können durch solch diagenetische Karbonate oder Metalloxide, z.B. in den Manganknollen, verdrängt werden. Danach folgt der Schwerpunkt der Phosphatmineralisation in den hell-farbenen Außenkrusten. Pyrit in Form von mikroskopischem Rogenpyrit und -markasit ist lokal mit Siderit und auch Phosphat vergesellschaftet, als abschließende, dickere Umkrustung der Konkretionen tritt er nur örtlich auf. Der diagenetische Trend geht also von Siderit über Phosphat nach Pyrit, allerdings mit Rekurrenzen und in zwei deutlich unterschiedenen Phasen, einer frühen und einer späten. Ähnliche diagenetische Abläufe mit dunklen Karbonat-reichen Kernen und hellen Phosphat-reichen Krusten sind auch in benachbarten Tongruben zu beobachten.

Siderit-Bildungen ähnlicher Form und ähnlicher Größe sind inzwischen auch in anderen Gesteinen und an anderen Fundorten beobachtet worden. Siderit spielt während der Frühdiagenese eine bedeutende Rolle; er zeichnet sich vor allem aus durch seinen charakteristischen Habitus und durch eine spezifische paragenetische Assoziation mit anderen sedimentären Mineralen.

Literatur

BATURIN, G. N. (1982): Phosphorites on the sea floor. Origin, composition and distribution. - Developments in Sedimentology, 33, 343 S., 106 Abb., 72 Tab., Elsevier Amsterdam.

BERNER, R. A. (1980): Early diagenesis, a theoretical approach. - First edition, 241 S., 62 Abb., 17 Tab., Princeton Series in Geochemistry, Princeton, N.J.

BUSHINSKII, G. I. (1966): The origin of marine phosphorites. - Lithology and Mineral Resources, 1966, no. 3: 292 - 311, 12 Abb., English translation from Litologiya i Poleznye Iskopaemye, no. 3, May-June, 1966, 23 - 48, New York.

CURTIS, C. D. & SPEARS, D. A. (1968): The formation of sedimentary iron minerals. - Econ. Geol., 63: 257 - 270, 7 Diagramme, Blacksburg, Va.

DUGOLINSKY, B. K., MARGOLIS, S. V. & DUDLEY, W. C. (1977): Biogenic influence on growth of manganese nodules. - J. Sedimentary Petrology, 47, 428 - 445, 11 Abb., 4 Tab., Tulsa, Okla.

EL-NOOR, W. A. K. (1980): Radiogeologie und Geochemie mesozoischer, uran- und thoriumhaltiger Phosphorite in Niedersachsen. - Clausthaler Geowiss. Diss. H. 6, 228 S., 30 Abb., 19 Tab., 22 Taf., Clausthal-Zellerfeld.

FREY, R. W., HOWARD, I. D. & PRYOR, W. A. (1978): Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 23, 199 - 229, 14 Abb., Amsterdam.

GARRELS, R. M. & CHRIST, C. L. (1965): Solutions, minerals, and equilibria. - 450 S., 128 Abb., 25 Tab., 6 Anhänge, Harper & Row, New York.

GHIORSE, W. C. (1980): Electron microscopic analysis of metal-depositing microorganisms in surface layers of Baltic Sea ferromanganese concretions. - In: TRUDINGER, P. A., WALTER, M. R. & RALPH, B. J. (Herausgeber) Biochemistry of ancient and modern environments. - 345 - 354, 5 Abb., Springer (Berlin, Heidelberg, New York).

HALLBERG, R. O., BÅGANDER, L. E. & ENGVALL, A.-G. (1976): Dynamics of phosphorus, sulfur, and nitrogen at the sediment-water interface. - In: NRIAGU, I.O. (Ed.) Environmental Biogeochemistry, vol. 1: Carbon, Nitrogen, Phosphorus, Sulfur and Selenium Cycles, 295 - 308, 8 Abb., Ann Arbor Science, Mich.

HARVEY, H.W. (1949): On manganese in sea and fresh waters. - J. mar. biol. Ass. U. K., 28: 155 - 164, London

HUBER-PESTALOZZI, G. (1965): Die Binnengewässer, Bd. XVI, Teil 5: Das Phytoplankton des Süßwassers, Chlorophyceae, Ordnung: Volvocales; S. 744, Abb. 1142, Verlag Schweizerbart Stuttgart.

KAŹMIERCZAK, J. (1976 a): Devonian and modern relatives of the Precambrian Eosphaera: possible significance for the early eukaryotes - Lethaia, 9: 39 - 50. 1 Tab., 6 Abb., Oslo 1976.

-- (1976 b): Volvocacean nature of some Palaeozoic non-radio-sphaerid calcispheres and parathuramminid "Foraminifera". -- Acta palaeont. Pol., 21: 245 - 258, 1 Abb., Warschau.

-- (1979): The eukaryotic nature of Eosphaera-like ferriferous structures from the Precambrian Gunflint Iron Formation, Canada: A comparative study. - Precambrian Research. 9, 1 - 22, 5 Abb., Amsterdam.

KEMPER, E. & ZIMMERLE, W. (1978): Der Grenz-Tuff Apt/Alb von Vöhrum. - Geol. Jb., A 45, 125 - 143, 3 Taf., 1 Tab., Hannover.

KUMM, A. (1928): Symmetrische Stylolithen, Guilielmites und Druckzapfen. - Geol. Rundschau, 19, 448 - 463, 2 Abb., Stuttgart.

MORRIS, K. A. (1979): A classification of Jurassic marine shale sequences: an example from the Toarcian (Lower Jurassic) of Great Britain. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 26, 117 - 126, 4 Abb., 2 Tab., Amsterdam.

PAPROTH, E. & ZIMMERLE, W. (1980): Stratigraphic position, petrography, and depositional environment of phosphorites from the Federal Republic of Germany. - Meded. Rijks Geol. Dienst, 32 - 11, 81 - 95, 7 Abb., 3 Taf., Haarlem.

SUESS, E. (1979): Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 43, 339 - 352, 8 Abb., 8 Tab., London.

VINKEN, R. (1977): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Bl. Hämelerwald Nr. 3626. - 142 S., 3 Abb., 12 Tab., 4 Taf., 2 Kt., Hannover.

ZIMMERLE, W. (1982 a): Die Phosphorite des nordwestdeutschen Apt und Alb. - Geol. Jb., A 65, 159 - 244, 8 Abb., 7 Tab., 9 Taf., Hannover.

-- (1982 b): Neoformation and etching of sedimentary minerals as seen under the scanning electron microscope. - Estudios geológicos, 38, 323 - 333, 2 Taf., Madrid.

Manuskript eingegangen am 20. 4. 1983

Anschrift der Verfasser:

Dr. W. ZIMMERLE
Deutsche Texaco AG
Laboratorium für Erdölgewinnung
Industriestraße
3109 Wietze

K. EMEIS
Geologisch-Paläontologisches Institut
der Universität
Bundesstraße 55
2000 Hamburg 13

Erläuterung zu Tafel 1

Figur 1: Polierter Dünnschliff durch eine stabförmige Karbonat-Phosphorit-Konkretion (im Durchlicht), die nicht mit der in Abb. 7 gezeigten identisch ist. Beachte den grob-konzentrischen Zonarbau der Außenkruste und die wolkig-drusige heterogene Innenstruktur, die besonders durch Unterschiede in der Partikelgröße charakterisiert ist. Die mehrere mm-dicke, streng konzentrische Außenkruste entspricht ungefähr der Lage der ursprünglichen Wandung eines Thalassinoides- Grabgangs. Der lange Durchmesser der Konkretion beträgt 22 mm. (Die Lage von Figur 2 ist durch ein Rechteck markiert.)

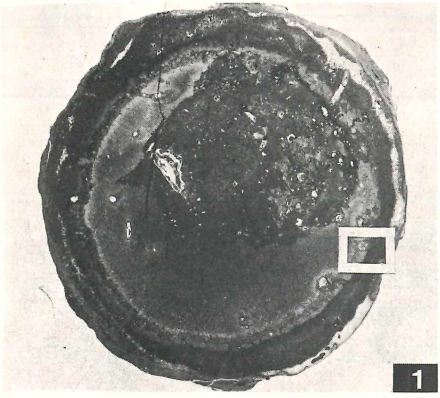
Figur 2: Ausschnitt aus der Außenkruste von Figur 1 mit drusigem Hohlraum, der deutlich mit Mikrosphäriten ausgefüllt ist. Der hellere linke Teil ist mehr phosphatisch, der dunklere rechte Teil mehr karbonatisch. Die Sphärite sind in der Zone der ursprünglichen Wandung eines Grabgangs von Thalassinoides angereichert, vielleicht waren sie chemisch mit einer Schleimschicht assoziiert gewesen.

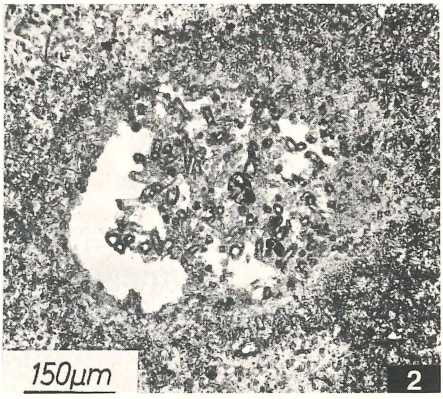
Figur 3: Ursprünglich hohle, sideritische Mikrosphärite in einer kryptokristallinen Phosphatmatrix, die unter dem Lichtmikroskop bei + Nicols schwarz erscheint. Der Durchmesser der Querschnitte beträgt 10 bis 15 µm, der der Längsschnitte maximal 20 µm. Die Größe der Mikrosphärite ist im Bild ziemlich einheitlich. Die Krusten bestehen aus einer Einkristallrinde. Die sideritischen "Bausteine" der Mikrosphärite sind 1 bis 2 µm groß.
Dünnschliff (DS 26691) aus stabförmiger Karbonat-Phosphorit-Konkretion von Abb. 7 a) // Nicols, b) + Nicols

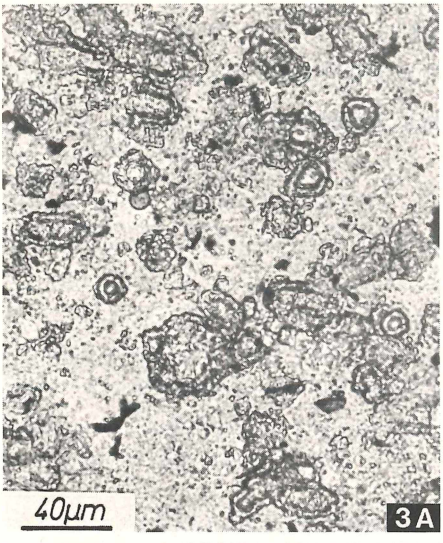
Figur 4: Rasterelektronenmikroskopische Nahaufnahme des anpolierten Dünnschliffs aus Figur 1. Die Lage des gezeigten Ausschnitts ist allerdings in Figur 1 nicht markiert (Kantenlänge 50 µm).
Die sideritischen Mikrosphärite sind im Bild hell und strukturlos, die ausgefüllten Hohlräume dagegen mittelgrau, aber ebenfalls strukturlos. Die Matrix läßt deutlich eine uniforme, submikroskopische Globularstruktur erkennen. Eine solche Globularstruktur wurde früher schon beschrieben und abgebildet (ZIMMERLE 1982 a + b).
Das kleine Photo (unten rechts) zeigt den gleichen Ausschnitt im Rückstreuelektronen-(RE)-Bild (Kantenlänge 50 µm). In dieser Darstellung ist der Farbkontrast bei Mineralen mit unterschiedlicher Ordnungszahl der enthaltenen Elemente noch deutlicher. Hell erscheinen die relativ schweren Elemente wie Fe, im Siderit, dunkel die relativ leichten wie Ca und P im Apatit.
Größe, Form und diagenetische Schalenstruktur der sideritischen Mikrosphärite stehen in deutlichem Gegensatz zur noch dichteren und uniformen Gesteinsmatrix.

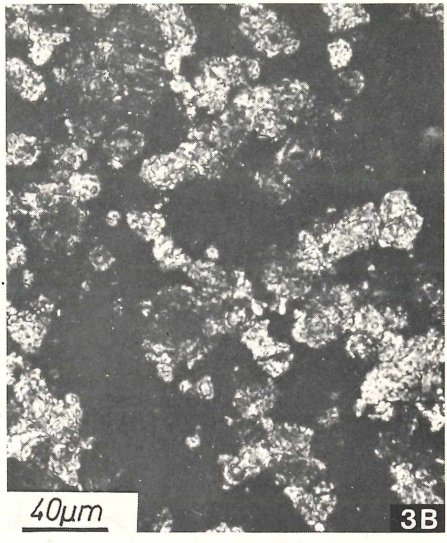
Figur 5: Grünalge der Ordnung Volvocales (Fortiella sp.?), deren Schale mit einer Oxyd- oder Hydroydhaut aus Mangan und Eisen umgeben ist. Solche Algen treten häufig in Süßwasserteichen und -seen auf.
Rezent, Teich der Elbmarsch bei Hamburg.
Algen dieser Größe und Struktur könnten die ursprüngliche Ausgangsform der Mikrosphärite gewesen sein.

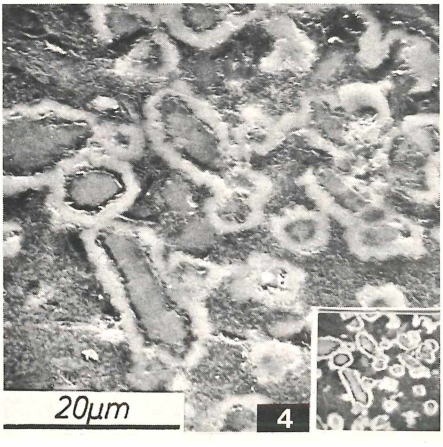
Tafel 1

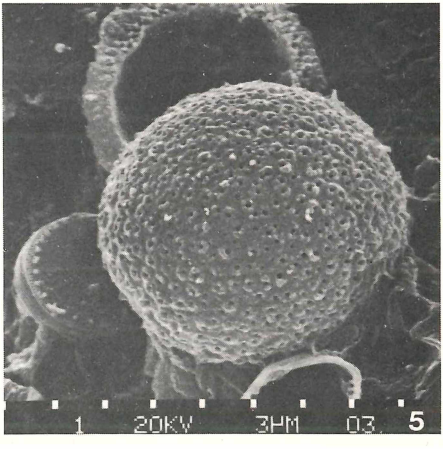












ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 1983

Band/Volume: 126

Autor(en)/Author(s): Zimmerle Winfried, Emeis K.-C.

Artikel/Article: Nachweis von fossilen Krebsbauten und Mikroben aus dem Unter-Alb von Vöhrum und Peine 67-89