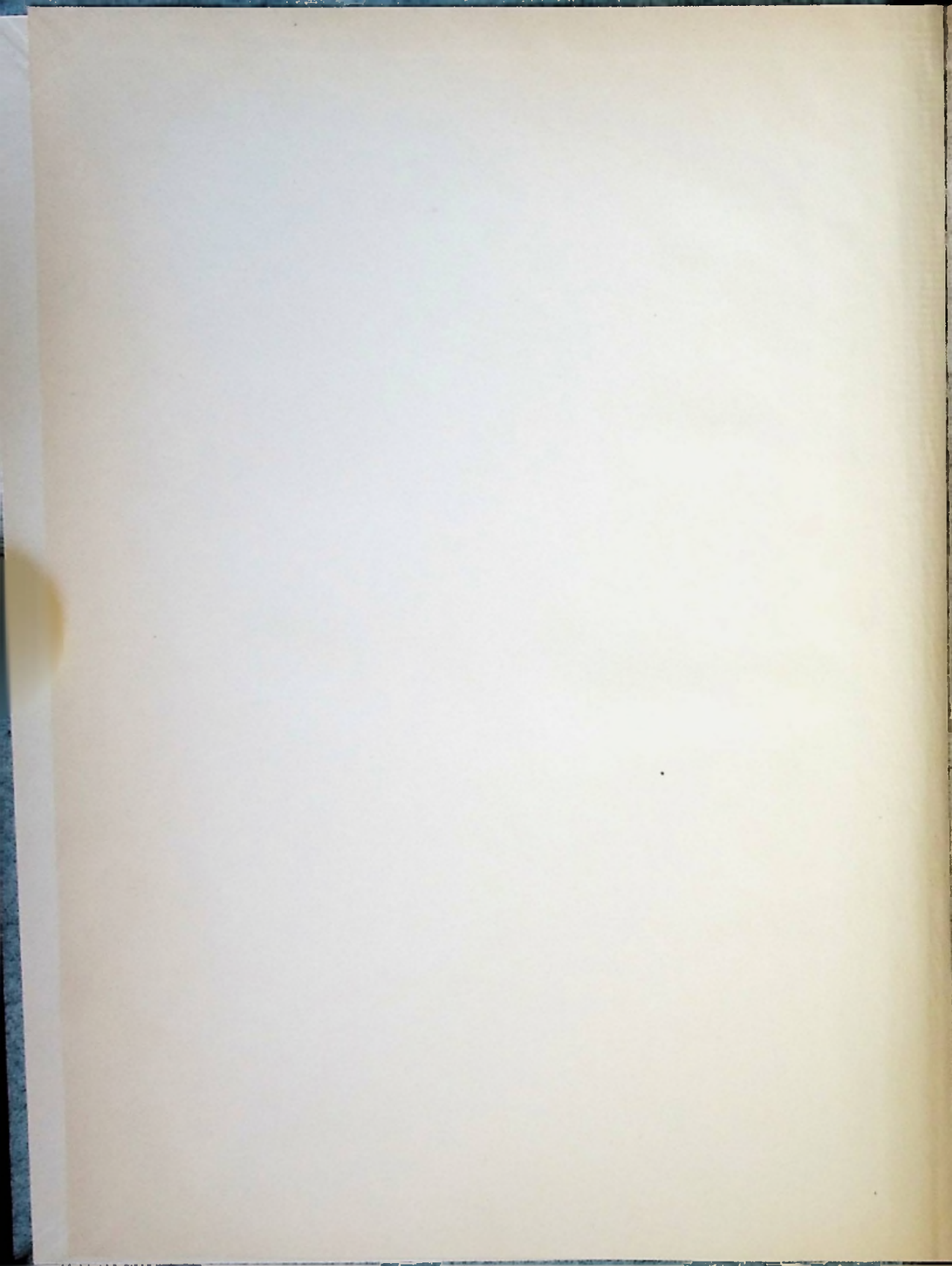


2006 A  
6581



**Archiv für Lagerstättenforschung**  
Heft 76

---

**Vergleichende Petrographie  
oolithischer Eisenerze**

Von  
**Georg Berg**  
Berlin

6 Tafeln, 131 Abbildungen

Technische Hochschule Karlsruhe  
Institut für Geologie

---

**BERLIN**  
**Reichsamt für Bodenforschung**  
N4, Invalidenstraße 44  
1944



Archiv  
für  
Lagerstättenforschung

Heft 76

*Jan. 13 1923*

Technische Hochschule Karlsruhe  
Institut für Geologie

---

BERLIN  
Reichsamt für Bodenforschung  
N4, Invalidenstraße 44

1944



# Vergleichende Petrographie oolithischer Eisenerze

Von

GEORG BERG, Berlin

6 Tafeln, 131 Abbildungen

---

BERLIN

Reichsamt für Bodenforschung

N4, Invalidenstr. 44

1944





# INHALT

	Seite
Vorbemerkung . . . . .	7
A. Primäre Erzbildung	
I. Form und Bildungsweise von Ooiden . . . . .	11
II. Eisenoxydische Oolithbildungen . . . . .	25
III. Silikatische Oolithbildungen . . . . .	32
Glaukonitbildung . . . . .	40
IV. Karbonatische Oolithbildungen mit oder ohne Eisengehalt . . . . .	45
Kalkrekristallisation . . . . .	52
Phosphoritbildung in den Oolithen . . . . .	55
V. Chemie der Eisenoolithbildung . . . . .	56
B. Sekundäre, diagenetische und postume Umwandlungen	
VI. Sideritisierung und Sideritblastese . . . . .	70
VII. Neubildungen von Thuringit, Quarz und Magnetit (Anchimetamorphe Neubildungen) . . . . .	80
Thuringit . . . . .	80
Quarz . . . . .	86
Magnetit . . . . .	88
VIII. Pyritbildung . . . . .	91
Anhydrit- und Gipsbildung . . . . .	97
IX. Umlagerung von Eisenoxyd . . . . .	99
Deszendente Hutbildungen . . . . .	104
Genetische Zusammenfassung . . . . .	106
C. Kurze petrographische Charakteristik der untersuchten Eisenoolith- vorkommen . . . . .	110
Sachregister . . . . .	125
Ortsverzeichnis . . . . .	127



## Vorbemerkung

Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung von oolithischen sedimentären Eisenerzen, die im folgenden geschildert werden, sind auf methodische Untersuchung von 940 Dünnschliffen aufgebaut. Die umfangreiche Erforschung deutscher Eisenerzlagerstätten, die im Verfolg des Vierjahresplanes durch das Büro Keppler und später durch das Reichsamt für Bodenforschung durchgeführt wurde, lieferte überaus reichliches Untersuchungsmaterial<sup>1)</sup>, dessen paläogeographische, stratigraphische und in großen Zügen auch petrographische Untersuchung in einem Sammelwerk (BROCKAMP 1942) bereits veröffentlicht wurde und zu dem die hier vorliegenden Untersuchungen eine rein petrographisch-genetische Ergänzung liefern sollen. Dieses Material bot noch dadurch besondere Vorteile für genetische Schlußfolgerungen, daß es meist aus Bohrungen in größerer Tiefe gewonnen wurde, und man daher sicher sein konnte, daß keine sekundären Umsetzungen im Bereich des vadosen Grundwassers das Bild des Gesteins, wie es sich durch primäre Sedimentation und Diagenese herausgebildet hat, verschleiern. Von großem Vorteil war es auch, daß von sehr vielen Proben chemische Analysen vorlagen. Allerdings ist die Verteilung des Eisens in den Erzlagern oft im Kleinen sehr ungleichmäßig, und es ist keine Gewähr dafür gegeben, daß die winzige Gesteinspartie, die im Dünnschliff vor unseren Augen liegt, in ihrer chemischen Zusammensetzung genau dem Mittelwert entspricht, der durch die Analyse eines ganzen Bohrkernes gewonnen wurde.

Außer deutschen, durch die neueren Forschungsarbeiten erschlossenen Eisenerzen, wurden zu Vergleichszwecken auch möglichst viel ausländische Erze studiert (Südschweden, Nordfrankreich, Schweiz, Neufundland u. a.). Die Untersuchungen wurden aber beschränkt auf sedimentäre Eisenerzlager von oolithischem Aufbau, oder Erzlager, die mit solchen Oolitherzen in engstem Zusammenhang vorkommen. Eisenfreie Bildungen (Rogensteine, Thermalpisolithe) wurden nur gelegentlich zu Vergleichszwecken in die Betrachtung einbezogen.

Die Einbettung der Präparate erfolgte stets in Kanadabalsam unter Vermeidung einer starken Erhitzung des Dünnschliffes. Die Gesteine sind meist sehr mürbe und zerbrechlich, und müssen vor dem Schneiden und Schleifen mit Balsam durchtränkt werden. Es hat sich dabei herausgestellt, daß das Einkochen eines Gesteinssplitters in einem Gefäß mit geschmolzener Einbettungsmasse keine Gewähr für genügende Imprägnation der ganzen Probe bietet. Besser hat es sich bewährt, einen Splitter vom Handstück abzuschneiden, ihn leicht zu erwärmen, einen Tropfen Kanadabalsam auf die Schnittfläche zu geben und dann über der Gasflamme den Tropfen auskochen und in das Gestein einziehen zu lassen. Nach mehrmaliger Wiederholung dieses Verfahrens ist eine Schicht von 1—2 mm Tiefe unter der Schnittfläche sehr gleichmäßig durchtränkt und verfestigt. Man schneidet nun diese

<sup>1)</sup> Zu besonderem Dank bin ich den Herren Prof. Dr. SEITZ und Dr. K. HOFFMANN verpflichtet, die mich immer wieder auf petrographisch interessante Bohrkernaus den von ihnen stratigraphisch bearbeiteten Bohrungen hinwiesen und mir den größten Teil des hier bearbeiteten Materials freundlich zur Verfügung stellten.

verfestigte Zone als Tafel vom Splitter ab und schleift sie von der neuen Schnittfläche aus herunter, nachdem man sie mit der alten, maximal durchtränkten Schnittfläche auf einen Objektträger gekittet hat.

Die Untersuchung von polierten Anschliffen im auffallenden Licht hat sich bei diesen Erzen nicht bewährt. Die Proben enthalten zu wenig Komponenten mit Metallglanz, und die genaue Feststellung von Quarz, Karbonat und Ton, die sich unter dem Metallmikroskop nicht genügend unterscheiden, ist für die Untersuchung zu wichtig. Von sehr großem Vorteil erwies sich aber die Beleuchtung

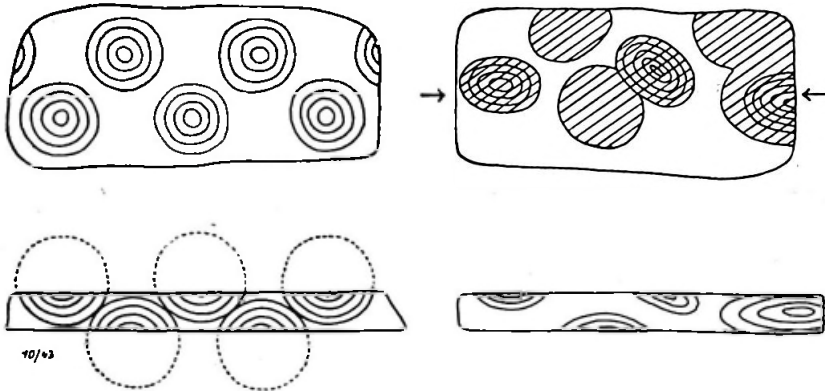


Abb. 1

Verschiedener Anblick opaker Einlagerungen im Durchlicht und Auflicht.

- a) Kugelpackung: Im Auflicht sichtbares Erz, konzentrisch geringelt, im Durchlicht das Ganze völlig opak.
- b) Natürlicher Fall: Im Auflicht sichtbares Erz geringelt, im Durchlicht sichtbares schraffiert

des Dünnschliffs mit schrägem Auflicht von hoher Lichtstärke. Eine Punktlichtlampe mit unter  $45^\circ$  geneigtem Lichtstrahl stand immer neben dem Mikroskop (verwendet wurde eine Lampe von REICHERT, Wien) und wurde beim Durchsuchen jedes Schliffes mehrere Dutzend mal schnell eingeschaltet. Bei 93 facher Vergrößerung (Objektivabstand 6 mm) erzielt man damit eine scharfe schleierfreie Beleuchtung der Schliffoberfläche und kann alle Einzelheiten im Gefüge und die Farbunterschiede der opaken Erzteile des Schliffes beobachten. Es ergeben sich auf diese Weise überraschend schöne Strukturbilder der oxydischen Ooide und Erzgeröllchen und der Verteilung von Oxyd und Pyrit<sup>2)</sup>. Auch bei 300 facher Vergröße-

<sup>2)</sup> Überrascht ist man beim Wechsel zwischen durchfallendem und auffallendem Licht, oft wesentlich verschiedene Formen der Umgrenzung der opaken und der durchsichtigen Komponenten zu erhalten, insbesondere in der Form der Zwickel zwischen nahe beieinander liegenden Erzkörnern. Eine einfache Überlegung zeigt aber, daß man im Durchlicht die in der Schliffdicke am weitesten ausladenden Umgrenzungen der Opakkomponente sieht, im Auflicht aber die Umgrenzung in der Oberflächenebene des Schnittes. Bei dichter Kugelpackung erhält man sogar im Durchlicht ein völlig opakes Gesichtsfeld, im Auflicht nur verhältnismäßig kleine Kreisflächen des Erzes zwischen überwiegender lichtdurchlässiger Grundmasse (Abb. 1).

zung (Objektivabstand 1 mm) erhält die Schliffoberfläche durch einen ganz flach auffallenden Lichtstrahl noch genügend Licht, um Einzelheiten des mikroskopischen Baues ziemlich gut erkennen zu lassen.

Die sedimentären Eisenerze sind sehr reich an halbdurchsichtigen und trübdurchsichtigen Bestandteilen (Ton, Muschelsplitter, feinstkristalline Aggregate stark lichtbrechender Körnchen), daher ist eine intensive Durchleuchtung stellenweise sehr erwünscht, die aber bei längerem Arbeiten die Augen übermäßig anstrengt. Durch vorübergehendes Einschalten der Kondensorlinse läßt sie sich ganz einfach erzielen. Die Einzelheiten des mikroskopischen Bildes werden allerdings bei dieser Beleuchtung mit im Objekt konvergierenden stark geneigten Strahlen ziemlich unscharf; deshalb darf man nicht etwa mit dauernd eingeschalteter Kondensorlinse arbeiten.

Das Aufdecken und Anätzen der Dünnschliffe wurde nur in verhältnismäßig seltenen Fällen angewandt, weil dadurch das Präparat mehr oder weniger zerstört und für spätere Kontrollbeobachtungen unbrauchbar wird. Mehrfach wurde über kritischen Stellen eines Schliffes ein kleines Viereck von einigen Quadratmillimetern Fläche aus dem Deckglas herausgeschnitten<sup>3)</sup> und dann mit Salzsäure geätzt oder mit heißer Kalilauge und etwas Wasserstoffsperoxyd behandelt, um eine Anfärbung des Siderits und dessen Unterscheidung von Kalzit oder Dolomit zu erzielen.

Die von KIRCHBERG (1941) vor einiger Zeit vorgeschlagenen Methoden: Ätzen mit Flußsäure und Schwärzen mit Schwefelammonium, sowie Röntgenuntersuchung auf Deckglas montierter Schliffe konnten bei den schon vor der Veröffentlichung durchgeführten Untersuchungen leider noch nicht Verwendung finden.

Konzentrische Strukturen sind in den Erzen überaus häufig, und wenn mit der konzentrischen Struktur eine Regelung verbunden ist, so tritt in allen durchscheinenden Mineralaggregaten (Kalzit, Siderit, Eisensilikat) zwischen gekreuzten Nicols ein festes Kreuz auf. Die Karbonate sind meistens, die Silikate öfters unregelmäßig, und man kann an der Beobachtung des festen Kreuzes eine Regelung oder Nichtregelung auch bei ultramikroskopischer Feinheit der Gefügeteile feststellen. Übrigens ist das feste Kreuz nicht etwa nur bei konzentrisch strahligem Gefüge (Aufbau aus radialen Fasern), sondern auch bei konzentrisch schaligem Bau (Aufbau aus tangentialen Schuppen) zu sehen. Die Einschaltung des Gipsblättchens gibt uns Auskunft über den optischen Charakter (2 Quadranten gelb, 2 Quadranten blau) und zeigt auch besser als die Beobachtung der einfachen Polarisationsfarbe die Stärke der Doppelbrechung. Da man bei ultramikroskopischem Aufbau nicht mit Sicherheit sagen kann, ob radiales Fasergefüge oder tangentiales Schuppengefüge vorliegt, so wird im folgenden grundsätzlich nur angegeben, ob die Radialrichtung eines konzentrischen Gebildes optisch positiv oder negativ doppelbrechend ist.

<sup>3)</sup> Man bezeichnet die gewünschte Stelle am besten vorher durch einen kleinen Tintenfleck, den man durch ein kleines eingeritztes Viereck mit dem Diamantstift umgibt. (Geradlinige Schnitte werden gleichmäßiger als runde.) Die 4 Seiten des Vierecks vertieft man durch mehrfaches Entlangschneiden bis auf das Präparat. 3—4 mal betupft man die Stelle mit Xylol, das man nach 10—15 Sekunden mit einem Pinsel wieder abtrocknet. Das letzte Mal läßt man das Xylol 40—60 Sekunden über der geritzten Stelle stehen und kann dann den umschnittenen Deckglasteil mit der Nadel vorsichtig abheben. Die bloßgelegte Schliffoberfläche reinigt man vor dem Ätzen durch abwechselndes Betupfen mit Xylol und Abspritzen mit einem feinen Wasserstrahl.



## A. Primäre Eisenerzbildung

(Kap. I—V)

### I. Form und Bildungsweise der Ooide

Wir unterscheiden Sphärolithe und Oolithe. Erstere sind nach der Sedimentation innerhalb des ruhenden Sedimentes nach Art der Konkretionen entstanden; sie sind also diagenetische, wengleich meist ganz fröhdiagenetische Gebilde<sup>4)</sup>. Letztere haben sich vor der Sedimentation in freier, bewegter Lösung gebildet<sup>5)</sup>. Daß sie vollkommen freischwebend entstanden sein müssen, ist damit nicht gesagt. Kugelrunde, allseitig gleichmäßig gewachsene Gebilde können auch durch andauernd rollende Bewegung entstehen, wenn nur kein Punkt der Kugeloberfläche eine im Verhältnis zur Dauer der Bildung des Kugelchens einigermaßen lange Zeit als Auflagepunkt gedient hat.

Ist eine solche rollende Bewegung entlang der Grenze von Sediment und Flüssigkeit nicht möglich, so wachsen die Kugeln alsbald zu einer Sediment und Lösung trennenden Kruste zusammen, die mit wulstiger, „nierförmiger“ Oberfläche in die Lösung hinausragt. Derartige Gebilde sind die stromatolithartigen Krustenbildungen, die mit Kalkoolithen („Rogensteinen“) sehr oft vergesellschaftet sind. In oolithischen Eisenerzlagern sind typische stromatolithische Krusten meines Wissens noch nicht beobachtet worden.

Hingegen beobachtet man an gewissen Eisensilikatoolithen eine verwandte Erscheinung, die stets nur mikroskopisch nachweisbare „Girlandenbildung“. Wenn die einzelnen, in der Lösung gewachsenen Kugelchen („Ooide“) zur Ruhe gekommen sind, liegen sie in zufälliger, daher sehr lockerer Kugelpackung aufeinander. Die zwickelförmigen Hohlräume zwischen ihnen sind mit Lösung gefüllt, deren Lösungsinhalt weiter das Bestreben hat, auszukristallisieren. Es wachsen also Krusten

<sup>4)</sup> G. MARTIN hat neuerdings Kugelchen, die bei der Verwitterung von Kalksteinen entstehen und deutlich von außen nach innen gewachsene konzentrische Schalenbildung zeigen, als Ooide bezeichnet. Diese Bezeichnung darf im Interesse einer klaren und scharfen Namengebung nicht aufrechterhalten bleiben. Die von MARTIN geschilderten Bildungen gehören offenbar in die Verwandtschaft der LIESEGGANGSchen Diffusionsringe bzw. sie sind durch solche veranlaßt.

<sup>5)</sup> Neuerdings hat B. v. FREYBERG (1941) das „Dogma“ (wie er es nennt), von der Entstehung der Ooide aus freischwebenden Körnchen in bewegtem Wasser bekämpft. Er greift zurück auf die in der französischen Literatur vielfach betonte räumliche Trennung zwischen Ooidbildung und Ooidansammlung und glaubt, daß bewegtes Wasser niemals sauerstoffarm sein kann, sauerstoffarmes Medium aber zur Bildung von z. B. Eisensilikatoolithen nötig sei. Er will daher die Bildung der einzelnen Ooide ganz in die Zeit der Diagenese schon sedimentierter Ablagerungen verlegen. Oolithlager entstehen nur durch die Wiederaufarbeitung von „Ooidmuttergesteinen“. Diese Anschauung geht wohl zu weit. Wir werden darauf bei Besprechung von Einzelheiten im Aufbau der Oolithe mehrfach zurückkommen.

jetzt auf den Oberflächen der einzelnen Kugeln, die sich zunächst nur in den Auflagerungspunkten berühren. Die Krusten auf den Kugeloberflächen füllen aber die schmalsten, äußersten Zwickel bald aus und engen die größeren Teile der Zwischenräume im Weiterwachsen mehr und mehr ein. Daß sie zuletzt den vollen Raum zwischen den Kugeln ausfüllen, kann im allgemeinen nicht eintreten, da nach einiger Zeit diese Räume durch die weiter wachsenden Krusten gegeneinander abgeschlossen werden, so daß weder durch Diffusion noch durch Strömung der einzelnen Kammer neuer Lösungsinhalt zugeführt werden kann. Der zentrale, bei dichtester Kugelpackung ungefähr tetraedrische Raum bleibt (zunächst) leer. Die entstehenden Krusten schwingen sich im Querschnitt „girlandenartig“ von Kugel zu Kugel (von Kugelschnittkreis zu Kugelschnittkreis). Zur Unterscheidung von den sehr vielen anderen Krustenbildungen, die in Oolithen auftreten können, nennen wir sie daher „Girlanden“ (Abb. 2). Auch BICHÉLONNE & ANGOT erwähnen sie (S. 47) als Typus rein chemischen Niederschlages aus Lösungen an Ort und Stelle. Man kann sie in ihrer Abbildung Taf. XII, Fig. 24, sehr deutlich sehen.



Abb. 2. Girlandenbildung: Krustenförmige Ausscheidung auf der Oberfläche der Ooide nach deren Sedimentation

Die Bildung von Sphärolithen im ruhenden Sediment geht natürlich ganz anders vor sich. Von einem Keim aus wachsen sie durch Sammelkristallisation in der Matrix radial nach außen. Wenn zwei benachbarte Sphäroide sich beim Weiterwachsen berühren, bildet sich zwischen ihnen eine im allgemeinen ebene Grenzfläche, die Kugeln sind dann gegeneinander abgeplattet. Es bestehen Übergänge zwischen Sphäroiden und Gruppen blastisch im Sediment gewachsener Kristalle, deren einzelne Individuen ja auch, wenn sie von einem gemeinsamen Keim ausgehen, radial auseinanderstreben, und es bestehen auch weiterhin Übergänge zu blastischen Einzelkristallen. Ihrer Form nach ist die Unterscheidung zwischen Sphäroiden und Ooiden durchaus nicht immer möglich. Daß Ooide aus Lösung freischwebend wachsen und nur radialstrahligen, aber keinen konzentrisch schaligen Bau aufweisen, dürfte in der Natur nicht vorkommen<sup>6)</sup>.

KUMM (1924) nimmt im Gegensatz zu den meisten anderen Beobachtern, reines Radialgefüge auch für die normal gewachsenen Ooide an. KEGEL (1923) beschreibt von den sog. „oolithischen Eisenerzen“ des produktiven Karbons von Aachen-Erkelenz echt sphärolithische Radialgefüge und gibt auch zu, daß diese kugligen Gebilde konkretionär entstanden und keine echten Ooide seien. W. LINDGREN (1928, S. 314) beschreibt radiaalfaserige Kalkoolithe und nimmt von ihnen an, daß sich der Kalk zunächst kolloidal als Gel schalig an die Ooide ansetzt, sich aber dann sofort zu strahligem Kalzit umbildet („almost instantly was converted to fibrous calcite“). Rein strahlige Gebilde ohne schaligen Bau sind wohl immer ihrer Entstehung nach Sphäroide. Diesen Satz darf man aber nicht umkehren und darf nicht sagen, deutlich schalige Gebilde seien immer echte Ooide, denn beim Wachsen der konkretionären Sphäroide treten fast stets durch p-t-Schwankungen

<sup>6)</sup> In gewissem Sinne ist solcher Fall verwirklicht in den konzentrisch faserigen Silikatausscheidungen in Glasschmelzen. Hier liegt aber auch genetisch eine Übergangsbildung vor, insofern man den noch unverfestigten Glasschmelzfluß als „Matrix“ ansehen kann. Diese Kugelgebilde platten sich auch bei weiterem Wachsen gegeneinander in ebenen Flächen ab, denn eine wesentliche Bewegung der wachsenden Kugeln in der Glasmasse findet nicht statt.



und vor allem durch Schwankungen der Konzentration der intergranularen Lösung in der durchfeuchteten Matrix kleine Unterbrechungen und Umweltänderungen ein, die sich in der Form einer konzentrischen Änderung der Zusammensetzung oder des Gefüges im Sphäroid abbilden. Schalenbau ist also durchaus kein Beweis für Ooidnatur. Allerdings wird der Schalenbau der Sphäroide fast ausnahmslos wesentlich gröber sein als derjenige der Ooide, während umgekehrt strahliger durchgehender Bau bei Ooiden primär nur schwer entstehen kann, da ein auf der Oberfläche der bewegten Kugel wachsender Kristallrasen in seinem geordneten radialen Fortwachsen immer wieder durch die Bewegung der Kugel gestört wird.

Übergänge zwischen Sphäroidbildung und Ooidbildung kann es theoretisch nicht geben, sehr wohl aber werden Kombinationen von beiden beobachtet. Wenn Ooide, nachdem sie zur Ruhe gekommen sind, einzeln in einem Schlamm eingebettet liegen, der Gelegenheit zu sphärolithischem Weiterwachsen bietet, so können sie für solches Weiterwachsen als Keime dienen. Das Ooid umgibt sich dann mit einer geregelten oder ungeregelten „Kruste“ und wenn diese Krusten um benachbarte Ooide sich beim Dickenwachstum berühren, entstehen dieselben Abplattungserscheinungen wie bei der reinen Sphäroidbildung. Sphärolithische Umkrustungen von Ooiden sind bisher nur durch Ansatz von Pyrit oder Karbonat bekanntgeworden. Wenn die Ooide aus Oxyd oder Silikat bestehen, ist diese Kombination von karbonatischer oder sulfidischer Sphärolith- und oxydischer oder silikatischer Oolithbildung also sofort kenntlich. Schwierigkeiten macht die Entscheidung bei karbonatischer Umkrustung von karbonatischen Ooiden. (Sicher freischwebend gebildete Pyritooide sind nicht bekannt.) In den meisten Fällen zeigt aber der Unterschied zwischen feinschaliger Ooidmitte und grobschaliger Sphäroidkruste recht deutlich die Grenze zwischen dem Wachstum in Bewegung und dem Wachstum in Ruhe. (Näheres hierüber siehe in Kapitel IV „Karbonatische Oolithbildungen“).

Oolithbildung ist konzentrische Schalenbildung; es muß also etwas vorhanden sein, um das sich die erste Schale herumlegt, ein Kern. Theoretisch kann der Kern nicht fehlen, in der Praxis ist er sehr oft nicht zu sehen. Zumeist liegt dies einfach daran, daß der Dünnschliff die Kugel des Ooids nicht zentrisch schneidet. Je kleiner der Kern ist, um so geringer ist die Wahrscheinlichkeit, daß er im Dünnschliff getroffen wird. Namentlich bei opaken Oxydooiden, wo der beobachtete Schnitt nicht mit der Platte, sondern mit der Oberfläche des Dünnschliffes identisch ist, kann der Kern leicht unsichtbar bleiben. Es kommt noch hinzu, daß kleine Karbonatkern nach der Umhüllung mit anfangs noch feuchten Oxydschalen durch mikro-metasomatische Umsetzung restlos verdrängt werden können.



12/43

Abb. 3  
Schneckenhaus als  
Kern eines Ooids

Als Kerne werden sehr oft Quarzkörnchen, Kalksteinbruchstücke, Toneisensteinsplinter und besonders oft organogene Reste wie Muschelschalensplinter, Foraminiferen, kleinste Schneckengehäuse (Abb. 3) und vor allem Echinodermenbruchstücke beobachtet. Es kommen auch als Kerne kleine Splitter feinkörniger Gesteine vor, wie etwa Quarzit, Phyllit und andere Schieferarten. Auch



13/43

Abb. 4  
Scheinbar exzentrischer Quarzkern  
in einem Kalkooid,  
Bohrg. Ribbes-  
büttel 1, 1258 m T.

seltener, leicht kenntliche Mineralien kann man als Kerne feststellen (Zirkon, Biotitfetzen, Chloritfetzen, Mikroklin, Plagioklas), so daß uns das Studium der Kerne Auskunft über den petrographischen Aufbau des benachbarten

Festlandes geben kann. Besonders interessant war in einer Probe (Bohrung Ribbesbüttel 1, 1258 m T.) ein „Pseudoquarzkern“, der sich als Einschluß in einem Kalksteinbrocken fand, der seinerseits durch Umkrustung zum Kern eines Karbonatoids geworden war (Abb. 4).

In sehr vielen Fällen bestehen aber, zumal in oxydischen Oolithen die Kerne selbst aus Eisenoxyd und heben sich dann nur im Auflicht und auch in diesem nur undeutlich, von der Schalen umhüllung ab. Es treten als Kerne nicht nur strukturlose Eisenerzgeröllchen auf, sondern auch vollkommen vereisente Organismensplitter und in vielen Oolithen auch Bruchstücke älterer Ooidbildung. Diese älteren, die Kerne liefernden Oolithe, brauchen dabei durchaus nicht viel älter zu sein als diejenige Oolithbildung, welche die Kerne umrindet. Wir nehmen an, daß sich Oolithe in bewegtem (wenn auch gewiß durchaus nicht in stark bewegtem Wasser bilden<sup>7</sup>). Die Stärke der Bewegung wird aber je nach Wind und Wetter sehr wechseln. Es kann also leicht eintreten, daß schon vorhandene Ooidansammlungen ganz kurze Zeit, nachdem sie sich gebildet haben, wieder aufgewirbelt werden, dann zerbrechen die noch wenig verfestigten Ooide sehr leicht und so finden wir stark beschädigte Einzeloide, halbe Ooide und schalige Ooidsplitter (Abb. 5 u. 6) als Kerne. In Gebiet der Eisenoolithe sind die Bruchstücke, die solche Kerne bilden, meist ganz formlos,



10/43

Abb. 5  
Ooidbruchstück als  
Kern eines  
jüngeren Ooids,  
Grube Karl-Egon  
bei Gutmadingen



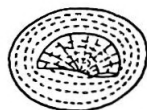
10/43

Abb. 6  
Halbooid als Kern



10/43

Abb. 7  
Ooide mit Spaltstücken älteren Ooids  
als Kern, Keuperrogenstein,  
Bohrung Tempelburg 3, 307,3 m T.



in manchen Kalkoolithen (Rogensteinen) z. B. in den Keuperrogensteinen, die O. SERTZ (1943) aus der Bohrung Tempelburg 3 beschreibt, bestehen sie aber aus scharf gespaltenen Halbooiden und Kugelsektoren (Abb. 7). Es ist dies ein Beweis dafür, daß die Ooide schon vor ihrer Wiederaufwirbelung durch Umkristallisation in radialstrahlige Gebilde übergegangen waren, daß also ooidische Kalkausscheidungen sehr schnell („almost instantly“ sagt LINDGREN) frühdiagenetisch rekristallisieren. Es kommt auch gar nicht selten vor, daß die Ooide der älteren Generation

<sup>7</sup> H. KARREBERG (1942) kommt bei seinen sehr eingehenden paläogeographischen Studien über den ostfränkischen Raum zu der Überzeugung, daß die Brauneisenerzoolithe die Gebiete ruhigerer Sedimentation (im Vergleich zur Sedimentation der begleitenden Sandsteine) bevorzugen, daß die Eisenoolithe saumartig am Rande der Sandwälle in deren Strömungsschatten auftreten, und daß das Optimum für gute Oolithanreicherung im Gebiet genügend ruhiger Strömung, aber noch ausreichend starker Eisenzufuhr liegt. Hierbei ist allerdings zu bedenken, daß das Gebiet der Bildung und das der Zusammenhäufung von Oolithkörnchen durchaus nicht immer identisch zu sein braucht, worauf besonders CAYEUX (1909 und 1922) mit viel Nachdruck hingewiesen hat. Auch HALLIMOND (1925) spricht von Oolithbildung in „dead spaces“ der Strömung, allerdings mehr in Abwehr der Annahme, Oolithe müßten immer in abgeschlossenen Lagunen entstanden sein.

schon durch beginnende Diagenese der Grundmasse etwas aneinander gebacken waren. Dann bildet eine Klumpung von zwei, drei oder mehr Ooiden den Kern für die neue Generation; es entstehen Zwillingsoide, Drillingsoide usw. (Abb. 8 bis 10). Ganz auffallend viel findet man solche im Oolith von Gutmadingen. Auch ein Ooid zusammen mit einem nicht ooidischen Gesteinsbruchstück kann als Kern einer neuen Oolithbildung dienen (Abb. 11 u. 12).

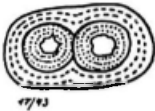


Abb. 8  
„Zwillingsooid“,  
Bohrg. Dannen-  
büttel 1, 657 m T.



Abb. 9  
Drillingsooid,  
Grube Karl-Egon  
bei Gutmadingen

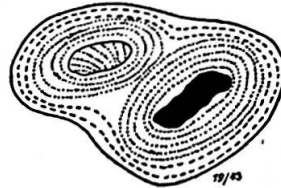


Abb. 10  
Zwillingsooid mit Ooidbruchstück  
und opakem Limonitbruchstück  
als Kernen,  
Bohrg. Klemmen, 276,8 m T.

Wenn die Diagenese schon etwas weiter gediehen ist und bereits die Grundmasse erfaßt hat, werden ganze Bruchstücke älteren Oolithgesteins mit einem Dutzend



Abb. 11 u. 12  
Zwillingsooid mit älterem Ooid und  
Geröll in der Mitte, Bohr. Dannen-  
büttel 1, 657 m T. und Bohr. Hohen-  
assel 1, 736,5—743,6 m T.



Abb. 13  
„Brutbeutel  
(Kalkowsky)“ mit  
Ooiden und Ge-  
steinsbrocken.  
Grube Karl-Egon  
bei Gutmadingen



Abb. 14  
Ooidführender  
Kalk als Kern  
(quergebrochene  
Ooide im Kern)  
Korallenoolith  
Südhannover

und mehr Einzeloiden darin von der späteren Oolithbildung als Kern benutzt (KALKOWSKIS „Oolith-Brutbeutel“) (Abb. 13). Dabei sind am Außenrande des neuen Kernes die in feste Grundmasse eingebetteten Ooide oft mitten durchgebrochen (Abb. 14). Dreifachen Generationswechsel, gemeinsame Umrundung von vier Ooiden, von denen eines ein „Brutbeutel“ ist, bildet CAYEUX (1922) in Fig. 63 ab.

Es muß zwischen der Bildung des wieder aufgewirbelten Ooids erster Generation und seiner Umrundung zur Bildung eines Ooids zweiter Generation natürlich schon eine gewisse Zeit verstrichen sein, wenn ersteres, bereits in ein festes Gestein eingebettet, letzterem als Kern dient. Solcher Fall liegt z. B. in einer Probe aus der Bohrung Isenbüttel 5 (573,2 m T.) vor, wo ein Kalksteinbröckchen mit einzeln darin liegenden ganzen oder halben Ooiden den Kern eines jüngeren Ooids bildet (Abb. 15 u. 16). Auch umrindete Kalkbrocken mit darin eingeschlossenen Ooiden als fremde Geröllchen in Oolithgesteinen beweisen öfters das mehrfache Absetzen

und Wiederaufspülen der Oolithsedimente. Es kommt auch vor, daß zwei oder drei Ooide noch verbunden durch ein älteres Bindemittel als „Geröll“ in einem jüngeren Gestein zwischen neugebildeten Ooiden eingebettet liegen (Abb. 17—19).

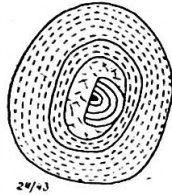


Abb. 15

Kalk mit Halbooid als Kern eines Großooids, innen oxydisch, außen karbonatisch, Bohrg. Isenbüttel 5, 1573.2 m T.

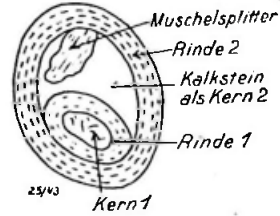


Abb. 16

Ooidführender Kalk als Kern, Bohrg. Ribbesbüttel 1, 1258 m T.

Der häufigste Fall wird aber der sein, daß die Ooide einzeln aus der älteren noch nicht verfestigten Ansammlung herausgewaschen werden. Wenn die neue Bewegung des Wassers sie ihrer Größe nach noch wirbeln kann, werden sie dann einfach weiter wachsen und oft wird man den Endprodukten gar nicht ansehen können, daß sie im Laufe ihrer Entstehung schon einmal auf längere Zeit zur Ruhe



Abb. 17

Umgelagerte Ooide mit anhaftenden Resten der alten Grundmasse, Zeche Jakobus, Schwarzes Lager, Abbau 7

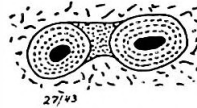


Abb. 18

Brücke von älterem, trübem Kalk zwischen umgelagerten Ooiden in jüngerem, klarem Kalk, Bohrg. Isenbüttel 6, 1256,2 m T.

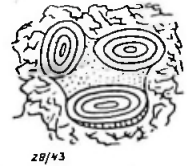
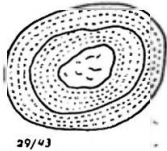


Abb. 19

Drei Ooide mit Resten der alten Grundmasse als Geröllchen in einem Oolithgestein, Gutmadingen

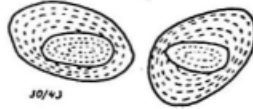
gekommen waren. Bisweilen sieht man es ihnen aber doch ganz deutlich an, denn fast immer schrumpfen die Ooide, wenn sie altern, etwas zusammen oder werden in den Außenhüllen durch beginnende Entwässerung etwas dunkler oder sie werden beim Wiederaufwirbeln merklich bestoßen (Abb. 20). Es entstehen dann „Hiatusooiden“ mit deutlicher einmaliger oder selbst mehrmaliger Unterbrechung des konzentrischen Schalenbaues. Bisweilen macht sich der Hiatus dadurch geltend, daß bei etwas unrunder Ooidform das innere Ooid ein wenig anders gelagert ist als das durch die äußeren Umrindungen gebildete (Abb. 21). In Kalkoolithen ist oft die kristalline Ausbildung der äußeren Rinde II. Generation etwas anders als die der inneren Oolithbildung I. Generation. Ein schönes Beispiel hierfür bot ein Kalk-

oolith des Unteren Kimmeridge aus der Bohrung Westerbeck 8 (695 m T.). Hier ist die äußere Rinde, die außer Ooiden älterer Generation auch allerlei Geröllchen (Kalksplitter, Echinodermensplitter, Glaukonitkörnchen) umkrusten kann, kryptokristallin, die I. Generation der Ooide aber strahlig rekristallisiert.



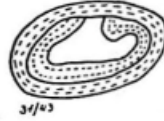
20/43

Abb. 20  
„Hiatusooid“,  
Bohrg. Dannen-  
büttel,  
657,5 m T.

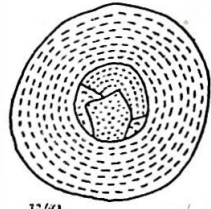


20/43

Abb. 21  
Hiatusooid mit verschie-  
dener Lagerung der in-  
neren und äußeren Ooide  
Bohrg. Sallesleben 1,  
183,1 m T., Jamesoni-Erz  
Rottorf-Kley



34/43



32/43

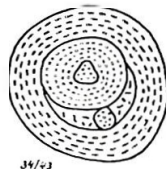
Abb. 22  
Hiatusooid mit Bruchteilen der  
älteren Umrandung Grube Karl-  
Egon bei Gutmadingen und Keu-  
perrogenstein von Tempelburg

Einfache typische Hiatusooid zeigt Abb. 20, solche mit starker Abnutzung des inneren Ooids Abb. 22. Ooide, die gemeinsam mit einem Kalkgeröll oder einem Quarzgeröll in die neue Einbettung geraten waren, sehen wir in Abb. 23, Reste der alten Grundmasse hängen noch den Ooiden in Abb. 24 u. 25 an.



35/43

Abb. 23 a  
Hiatusooid mit anhaftendem Quarz-  
kern und Kern von Quarzit, Kulle-  
molla und ähnliches aus dem Keuper-  
rogenstein von Tempelburg



34/43

Abb. 23 b



35/43

Abb. 24  
Hiatusooid mit  
Rest der anhaften-  
den älteren Grund-  
masse, Bohr. Dan-  
nenbüttel,  
657,5 m T.



36/43

Abb. 25  
Hiatusooid mit  
Rest der anhaften-  
den älteren Grund-  
masse, Bohr. Isen-  
büttel 5,  
1624 1 m T.

Das Vorkommen von Ooiden, denen noch Reste der alten Grundmasse anhaften, könnte zunächst als Stütze der Annahme von FREYBERG (1941) gelten, daß die Ooide sich diagenetisch in einem schon abgelagerten Sediment bilden und dann herausgespült und zu Oolithgesteinen zusammengelagert werden. Aber die verhältnismäßig große Seltenheit solcher Fälle spricht dagegen. Der doppelte und manchmal sogar dreifache Zyklus von Oolithbildung, den uns die Beispiele von Hiatusooiden, Zwillingsooiden und Brutbeutel zeigen, beweist uns, daß die Störung der Ooidbildung durch Umlagerung verbunden mit sofortigem Weiterwachsen

eine ganz gewöhnliche Erscheinung ist. Hätten sich die Ooide erst bei der Diagenese gebildet, so müßten die Fälle, in denen noch Bindemittel an den älteren Ooiden haften, viel häufiger sein. Wir sehen indessen, daß dieser Fall möglich, aber sehr selten ist. Daß er überhaupt vorkommt, ist nur eine Folge der sehr schnellen diagenetischen Verfestigung jedes feinen Kalkschlammes. Die Bildung der Ooide I., II. und gegebenenfalls auch III. Generation sind ein einheitlicher Erzbildungsvorgang. Die Ooidbildungen werden zusammengetragen und immer einmal wieder aufgewirbelt. Nur in seltenen Fällen ist zwischen früherem Absatz und neuer Wiederaufwirbelung ein so langer Zeitraum gelegen, daß die ersten Diageneseerscheinungen im sehr leicht sich verfestigenden Bindemittel schon eingetreten sein konnten. Hingegen sind die Verhältnisse, die überhaupt zur Bildung von Oolithgestein führen, die ganze Zeit hindurch vorhanden geblieben, obwohl uns die oft recht geringe Mächtigkeit der oolithischen Kalk- und Eisenerzlager zeigt, daß solche Verhältnisse meist nur ziemlich kurze Zeit währten, wenn sie auch sich innerhalb ganzer Formationsteile immer wieder eingestellt haben.

In den meisten Fällen führt die Oolithbildung zur Entstehung von Ooiden gleicher Korngröße, kleine Kerne werden vielfach umrindet, größere erhalten nur eine entsprechend dünnere Umrindung. Bisweilen kann man auch feststellen, daß Ooide mit spezifisch schwerem Kern geringere Umrindung haben als solche mit spezifisch leichtem, wie schon WEIGELT (1922) angegeben hat.

Diese „Gleichfälligkeit“ der entstehenden Körnchen ist leicht erklärlich, denn die Umrindung geht ja nur solange vor sich, wie die Strömung die wachsenden Ooide in ständiger Bewegung halten kann. Das Wachstum hört also bei einer ganz bestimmten Größe auf, die von der Strömungsgeschwindigkeit des Wassers am Ort der jeweiligen Oolithentstehung abhängt. Je stärker die Strömung ist, um so größer werden die Ooide, ehe sie zur Ruhe kommen. WEIGELT nimmt zwar eine „Normalgröße“ der Ooide von 0,5 mm an, größere werden zerbrochen, kleinere bleiben flottierend, bis sie größer geworden sind, das kann sich aber selbstverständlich nur auf ein bestimmtes Gebiet und auf eine bestimmte Zeit mit begrenzter Stärke des Wellenschlages oder der Meeresströmung beziehen. In den unteren Teilen des Lagers von Schmiedefeld finden sich Ooide bis zu 5 mm Durchmesser. ALDINGER & FRANK (1942) erwähnen aus dem Makrocephaloolith von Geisingen 4 mm große Ooide und andererseits kommen auch Anhäufungen ganz kleiner Ooide bis herunter zu 0,1 mm gelegentlich vor.

Die Gleichfälligkeit der Oolithkörnchen ist in den meisten Fällen sehr deutlich. Man findet auch Gesteine, in denen in einem reichlich von Sandkörnern durchsetzten Erz ganz deutlich die etwas größeren Quarzkörner mit den etwas kleineren Ooiden gleichfällig sind. Die zwischen den Ooiden liegenden Muschelschalen gehorchen dem Gesetz der Gleichfälligkeit meist nicht, da sie viel leichter schwebend gehalten werden können, wie ja auch in jeden feinkörnigen Ufersand Muschelschalen vielfach eingeschwemmt werden. Wenn Muschelsplitter zahlreich auftreten, liegen sie alle parallel im Gestein eingebettet und können dann ein horizontales Parallelgefüge des Gesteins verursachen. Auch sonst wird die gleiche Korngröße gelegentlich von einzelnen größeren Fremdkörpern durchbrochen und man findet vereinzelt völlig unumrundete Bruchstücke derselben Mineralien und Gesteine, die die Kerne bilden.

Aber auch unter den Ooiden ist die gleiche Größe nicht in allen Fällen gewahrt. Gar nicht selten findet man Oolithgesteine, in denen ganz deutlich zwei verschiedene Korngrößen gemischt sind. Es sind dann Ooidbildungen zweier verschiedener Bildungsräume durch nachträgliche Umlagerung zusammengetragen worden. In

einigen Fällen kann man auch Mischungen von drei oder selbst vier Korngrößen beobachten, aber eine völlig regellose Zusammenhäufung von Ooiden verschiedenster Durchmesser wurde niemals beobachtet.

In allen Fällen, in denen verschiedene Korngrößen gemischt sind, ist ganz offensichtlich der Ablagerungsraum mit dem Bildungsraum der Ooide nicht identisch. Es ist ganz berechtigt, wenn CAYEUX (1903 und 1922) unterscheidet zwischen dem „centre d'accumulation“ und dem „Milieu générateur“. Der Transport zwischen beiden ist der Vorgang des remaniement“. Aber CAYEUX geht zu weit, wenn er behauptet, die beiden Räume seien immer verschieden und die Natur gäbe uns nur Auskunft über die Verhältnisse des Ablagerungsraumes, während die Verhältnisse des Bildungsraumes „mysterieux“ blieben. Unzweifelhaft fällt in den meisten Fundorten der Bildungsraum mit dem Ablagerungsraum zusammen; die Oolithe sind im wesentlichen an Ort und Stelle gewachsen. Es ist daher wohl auch nicht nötig, mit BONTE (1941, S. 407) anzunehmen, daß zur Veranlassung eines „remaniement“ die vorherige Entstehung tektonischer Gräben und ähnlicher Senkungsgebiete am Meeresgrunde erforderlich ist<sup>8)</sup>. F. GAUB (1910) nimmt an, daß sich die Oolithe „in situ“ gebildet haben und nicht aus fremdem Gebiet zusammengeschwemmt seien. Daß aber Aufwirbelung und Wiederabsatz an neuer Stelle, also remaniement im Sinne CAYEUX' mehrfach, sogar recht oft, eingetreten ist, kann keinem Zweifel unterliegen.

Die Zusammenschwemmung der Ooide aus verschiedenen Gebieten hat natürlich als erwiesen zu gelten, wenn zwei Klassen chemisch verschiedener Ooidbildung, etwa Eisenoide und Kalkoide gemengt, ein Oolithgestein aufbauen. Aber dieser Fall ist nur sehr selten zu beobachten. Die Ooide stammen in gemischten Oolithen immer ungefähr aus der gleichen Umwelt.

In den wenigsten Fällen wird wohl die Wiederaufarbeitung eines Oolithes dadurch vor sich gegangen sein, daß etwa eine Oolithschicht durch tektonische Bodenbewegung bis in den Brandungsbereich oder wenigstens bis in den Bereich lebhafter Wellenbewegung gehoben wurde. Meistens sind nur Änderungen der Wasserströmung an dem stets seichten Meeresgrunde die Ursache des Wiederaufarbeitens älterer oolithischer Sedimente. Daß dennoch recht oft mehrere fest aneinander gebackene und sogar durch kalkige Grundmasse fest verkittete Ooidgruppen älterer Generation in Oolithgesteinen vorkommen, beweist uns, daß die einmal am Meeresgrunde angesammelten Oolithsedimente sich sehr schnell diagenetisch verfestigen. Die schnelle Verfestigung kalkiger Sedimente erklärt uns ja auch die eigentümlichen Erscheinungen an Emersionsflächen und das gelegentliche Vorkommen konglomeratischer oder brekziöser Kalkschichten zwischen Plattenkalken. Schon unter ganz geringer Schlammüberlagerung und in geologisch ganz kurzen Zeiten kann eine kalkige oder an Kalkbindemittel reiche Schicht einigermaßen fest werden. Sturmfluten und Strömungsänderungen bewirken gelegentlich, daß die Schlammdecke wieder fortgespült wird und daß dann eine schon ziemlich feste Gesteinsplatte den Meeresboden bildet, in die sich Bohrmuscheln eingraben können oder die, wenn sie vom Wellenschlag doch wieder zerstört wird,

<sup>8)</sup> Eine ähnliche Anschauung aber mit ganz anderer Begründung hat KARREBERG (1942, S. 80) vertreten. Er schließt auf eine Ansammlung der oolithischen Eisenerze des Minettebezirks und anderer Gebiete in tektonischen Gräben, weil zugleich mit der Zunahme des Eisengehaltes auch in den meisten Fällen die Mächtigkeit zunimmt. Die Eisenerzoolithe haben sich also in erster Linie in Gebieten sinkenden Meeresbodens angesammelt.

ein aus eckigen oder auch aus im Wellenschlag gerundeten Brocken bestehendes Haufwerk liefert. So entstehen örtliche (natürlich nach Material völlig einheitliche) „Konglomerate“ oder Brekzienschichten, und so können auch Bröckchen von Oolithgesteinen Kerne für neue Oolithbildung abgeben. HALLIMOND (1925, S. 6) hat sehr recht, wenn er von submariner Erosion und „pene-contemporaneus“ Sedimentation spricht.

Das Verhältnis von Kern und Umrindung ist, wie schon S. 18 gesagt wurde, namentlich bei verschiedener Körnung des gegebenen Kernmaterials infolge der zuletzt erreichten Gleichfälligkeit sehr verschieden. Bei der mikroskopischen Untersuchung unterschied ich, um kurze Ausdrücke in meinen Notizen zu haben,

„Normale Ooide“ Kerndurchmesser  $< \frac{1}{3}$  Ooiddurchmesser

„Großkernooide“ Kerndurchmesser  $> \frac{1}{3} < \frac{5}{6}$  Ooiddurchmesser

„Rindenoide“ (Umrindungen) Kerndurchmesser  $> \frac{5}{6}$  Ooiddurchmesser<sup>9)</sup>.

J. WEGELT (1923) unterscheidet in seiner „Angewandten Geologie der Flachseegesteine“ nach ähnlichen Grundsätzen „Vollooide“ und „Rindenoide“ und an den Ooiden „Passive Oberflächen“ und „Ooidoberflächen“. Seine Gliederung der Sedimente in 10 Typen bezieht sich auf Flachseegesteine im allgemeinen und bezüglich der Erzbildungen nur auf teilweise Ooid führende Trümmererze und konnte daher nicht in allen Einzelheiten übernommen werden.

Die Kugelform der Ooide ist nicht immer vollkommen. Häufig findet man flach scheibenförmige und längliche, spindelförmige Gestalten. Die flache Form, die bei den Silikatooiden (siehe später) überaus häufig, fast vorwiegend auftritt, ist hier meist die Folge eines Zusammensinkens oder einer sekundären Verdrückung. In anderen Fällen, z. B. bei den Pfennigerzen der Seeerze, ist sie wohl eine Folge davon, daß kleine Eisenerzkonglomerate, die sich auf der Oberfläche des Schlammes bilden, immer wieder vom Wellenschlag angehoben („gelupft“) werden. Sie wachsen dann vorwiegend zentrifugal in der Ebene der Schlammoberfläche und etwa an ihrer Unterfläche, d. h. es setzen sich am Rand immer neue Ringe an, die man an der Oberseite sehr deutlich sieht, die an der gewölbten Unterseite aber von flach konvexen Schalenbildungen immer wieder verhüllt werden. Im ganzen ist die Bildung solcher Pfennigerze von derjenigen der Erzoolithen recht verschieden. Sie ist aber genetisch, dem Mechanismus ihrer Entstehung nach, mit der Oolithbildung nahe verwandt, wie denn auch im „Schießpulvererz“ echte Ooidbildungen bei Entstehung der Seeerze vorkommen.

Die Spindelform der Ooide ist sehr verbreitet. Sie entsteht wohl dadurch, daß die werdenden Ooide nicht frei im Wasser tanzen, sondern auf einer kurzen Strecke des Untergrundes im Wellenschlag hin- und herrollen, wobei sie dann quer zur Bewegung längliche Formen annehmen. Wenn BERZ (1926, S. 487—488) „gewälzte“ Ooidformen als Pisolithe bezeichnen will, so entfernt er sich mit diesem von ihm vorgeschlagenen Ausdruck recht weit vom bisher eingeführten Sprachgebrauch. Die als „Erbsensteine“ bezeichneten Pisolithe aus lebhaft bewegten Thermalsprudeln sind ideal kugelförmig und bestimmt nicht gewälzt, sondern sie haben ganz besonders vollkommen „im Sprudel getanzt“. Wulstig deformierte

<sup>9)</sup> Erwähnt sei hier auch, daß alle neueren Ansätze an den Schalenbildungen nach Bildung der letzten Oolithschalen und vor Absatz der Ooide und des Bindemittels als „spätere Bildungen“ notiert wurden; alle Umsetzungen in schon vorhandenen Oolithschalen und im schon sedimentierten Bindemittel bis zur Vollendung der Diagenese als „sekundäre Bildungen“ alle Verwandlungen des fertigen Oolithgesteins durch Verwitterung, Zerbrechung oder tektonische Verquetschung als „postume Bildungen“.



„knochenförmige“ Ooide dürften wohl immer durch spätere oder postume Deformation entstanden sein. Sie werden einigermaßen gut entwickelt nur an Silikatooiden beobachtet und sind bei deren Besprechung näher zu beschreiben.

Häufig sind zumal bei Oxydooiden von der Kugel abweichende Formen mit exzentrischem Kern. Sie entstehen, wenn bei gehemmter Bewegung der werdenden Ooide die Schalen in einer Richtung schneller wachsen als in der anderen (Abb. 26). Übrigens verstecken sich unter der Schar der Ooide mit exzentrischem Kern recht oft auch „Hiatusooide“ (vgl. S. 16), deren innere ältere Generation vor der Umrundung zweiter Generation einseitig abgerieben oder abgebröckelt wurde (Abb. 27), (vgl. auch CAYEUX, „Minerais de fer secondaires Taf. 34, Abb. 73). Sehr schöne Beispiele hierzu bietet ein ganz grober Oolithkalkstein des tieferen Korallenooliths mit erbsgroßen Ooiden aus der Bohrung Vorhop 4 (1559,6 m T.). Man findet hier große, stark abgeriebene und kleine unversehrte Ooide, die aus mechanisch verschieden beanspruchten Teilen des Meeresbeckens stammen. (Die kleinen, an Ort und Stelle gebildet, die großen, beschädigten herzugebracht.) Beide Gebiete waren aber sehr bitumenreich, denn die großen wie die kleinen Ooide und ebenso die zahlreichen, nicht umrindeten Kalkgeröllchen, sind von außen herein mit einem schwarzen, bitumreichen Rande umgeben.



Abb. 26

Exzentrisches Wachstum eines Silikatooids, Bohrg. Klemmen, 276,8 m T.

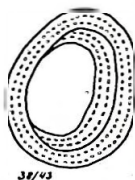


Abb. 27

Exzentrisches Ooid infolge Hiatus (ältere Generation vorher abgerieben), Stoberg, Hauptbank oberer Teil

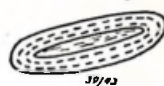


Abb. 28

Langooid mit Muschelsplitter als Kern, Bohrg. Ribbesbüttel 1, 1259,8 m T.

Von der Kugel abweichende Formen der Ooide sind weiterhin oft dadurch bedingt, daß der Kern recht verschiedene Ausmaße in verschiedenen Richtungen hat, also nicht ein „isodiametrisches“ Körnchen darstellt. Namentlich wenn Muschelsplitter als Kerne gedient haben, tritt dies ein (Abb. 28). Besonders stark sind die Abweichungen von der Kugelform natürlich dann, wenn die Schalenbildung gering ist, also bei Großkernooiden und Umrundungen. Stets ist aber die Neigung der Ooide, sich der Kugelform zu nähern, ganz deutlich vorhanden. In Kernen mit konkaven Oberflächenteilen füllen sich immer zuerst solche Vertiefungen mit Erz aus (Abb. 29). Unter den größeren Körnern findet man oft gute Beispiele dieser Erscheinung. Ungefähr tetraedrische Splitter als Kerne geben bei schwacher Umrundung im Querschnitt gerundete eckige Formen (Abb. 30); flache Schiefersplitter geben flache, tafelförmige Ooide. Daß letztere auch auf andere Weise entstehen können, war im Gegensatz zu WEIGELTS Annahme, der alle Flachooide auf flache Kerne zurückführen möchte, schon oben gesagt. Namentlich Organismensplitter als Kerne erzeugen oft seltsame Figuren (Abb. 31): Auffallend sind Formen, in denen spitze Vorsprünge des Kerns die inneren Schalenbildungen durchragen, zumal, wenn der Kern aus einem Bruchstück besteht, das früher schon eine ältere

Umrundung erhielt (Abb. 32). Wenn der Kern spaltenförmig Sprünge aufweist, so werden bei der ersten Umrundung diese zunächst mit Erz erfüllt. Es sieht dann aus, als ob die Ooidbildung wurzelartig in den Kern eingriffe.

Der schalenförmige Ansatz erfolgt durchaus nicht immer als chemisch bedingte Ausscheidung. Sehr oft werden kleine Partikel auch rein mechanisch durch „Aggluti-



Abb. 29  
Beginnende  
Ooidbildung  
um einen  
unrunden Kern,  
Finkenkuhle  
bei Salzgitter

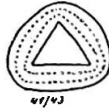


Abb. 30  
Rundungs-  
ausgleich  
eines  
scharf eckigen  
Kernes



Abb. 31  
Korallenstück  
als Kern,  
Bohrg. Isen-  
büttel 5,  
1624.1 m T.

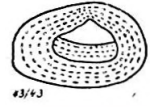


Abb. 32  
Rundungs-  
ausgleich  
in einem  
Hiatusoid.  
Grube Karl-Egon  
bei Gutmadingen

nieren“ an der Oberfläche des Ooids festgehalten. WEIGELT (1923) möchte solchem Agglutinieren kleiner Schlammteilchen an der Oberfläche des rollenden Oolithkornes sogar eine sehr große Bedeutung beim Wachstum der Ooide beimessen<sup>10)</sup>. Öfters sieht man an einer Oberfläche anhaftende Foraminiferengehäuse, die dann von den späteren Schalenbildungen mit überkrustet und dadurch in das Ooid auf-



Abb. 33  
Bruchstück eines  
Ooids mit  
eingelagertem  
Muschelsplitter,  
Bohrg. Isenbüttel 5,  
1655 m T.



Abb. 34  
Ooid mit  
anhaftender  
Muschelschale,  
Bohrg. Isenbüttel 5,  
1630.1 m T.

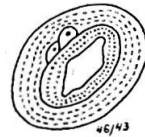


Abb. 35  
Ophthalmidien  
mit je einem  
Pyritkristall auf  
einer Hiatusfläche.  
Ristelberg, untere  
hartrote Bank

genommen wurden. Auch Muschelsplitterchen setzen sich in dieser Weise recht oft an die Ooide an und geraten durch deren erneutes Wachstum in die Ooide hinein. Die Ooidwölbung paßt sich ihnen vollkommen an, wenn sie mit den Konkavseiten nach innen liegen (Abb. 33). Andernfalls können recht seltsame Formen entstehen (Abb. 34).

<sup>10)</sup> Ein schönes Beispiel solcher agglutinierender Bildung, die ein oolithartiges Gestein erzeugt hat, bot die Untersuchung eines oolithischen Kalksteines aus dem Unteren Kimmeridge der Bohrung Westerbeck 8 (697,25 m Tiefe). Dieses dunkelgraue Gestein ist ganz durchsetzt von kleinen schwarzen Knötchen (0,2 mm  $\varnothing$ ), die im Dunnschliff opak erscheinen und keinen deutlichen Schalenbau aufweisen. Sie bestehen aus kalkigem Bitumen und führen nur teilweise einen Kern. Zäher Bitumenschlamm wurde bei der Bewegung des Wassers zu Klümpchen zusammengeballt, in deren Mitte hier und da ein kalkiges Sandkörnchen „eingewickelt“ ist.

Bei sehr großen Ooiden kommt es auch vor, daß kleine Quarzkörnchen von gleicher Art, wie man sie in der umgebenden Grundmasse findet, zwischen den Ooidschalen eingeschlossen sind (Pretoria-Eisenerz). Andererseits sieht man, daß an größeren Geröllchen, namentlich an zähen Tongallen, die Ooide selbst ankleben können (BERG, 1921, Abb. 2).

Eine besonders von GAUB (1908) und dann auch wieder von BERZ (1921) sehr genau beschriebene Erscheinung ist der Ansatz von festsitzenden Organismen, den Ophthalmidien, auf der Ooidoberfläche, und deren Einverleibung zwischen die Schalen. Die Ophthalmidien scheinen in den von diesen beiden Verfassern studierten südwestdeutschen oolithischen Liasschichten besonders häufig zu sein. In den nordwestdeutschen Vorkommen habe ich sie wenig gefunden (Abb. 35). Sie unterscheiden sich manchmal recht auffällig schon durch die Farbe des Hohlraums von den sie umschmiegenden Ooidschalen. Zweifellos sind auch gelegentlich kleine, warzenförmige Eisenerzwucherungen auf der Oberfläche der Ooidschalen als Ophthalmidien beschrieben worden. Auf Kalkooiden können sich allerlei kalkabscheidende pflanzliche und tierische Organismen absetzen. Daher ist der Schalenbau dieser Kalkoide (soweit er noch im ursprünglichen Zustande zu erkennen und noch nicht rekristallisiert) viel unregelmäßiger und von knolligen Verdickungen durchsetzt. (Grober Korallenoolith der Bohrung Vorhop 4 1559,6 m T.)<sup>11)</sup>

Gleichzeitig mit dem Aufbau der Ooide geht durch die starke Bewegung im Wasser, bei der sich die wachsenden Körnchen aneinander und an noch unumrindeten Sandkörnchen stoßen, auch eine geringe Zerstörung der soeben gewachsenen Ooidschalen vor sich. Teile von Schalen sind abgerieben, ehe sich neue darüber legen, so daß ältere Schalen oft „diskordant“ unter jüngeren liegen, eine Erscheinung, die bei Annahme des Wachstums in Ruhelage innerhalb des schon abgesetzten Schlammes ganz unerklärlich bleibt (Abb. 36). Öfters splittern auch die obersten

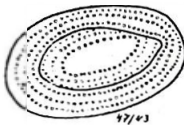


Abb. 36  
Diskordanz zwischen den  
Schalen einer zweimaligen  
Umrindung



Abb. 37  
Ooid mit abgesplitterten  
äußeren Schalen

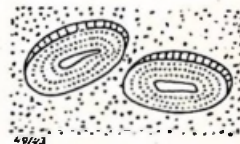


Abb. 38  
Schwundgässeln  
an zwei Ooiden in trübem  
Mergel

Schalen, da sie sehr bald nach ihrer Ausscheidung offensichtlich schon recht fest waren, wieder ab (Abb. 37). SCHNEIDERHÖHN (1924) beschreibt solche Fälle schon bei seiner Schilderung der Salzgitterer Erze und auch in dem Werk von CAYEUX (1922) (Minerais secondaires, Taf. 19, Abb. 39) sieht man solche Absplittungen. Die abgesplitterten Schalen können sich sogar zu kleinen, fast nur aus solchen bestehenden Nestern von Eisenerz anhäufen (Bohrung Isenbüttel 5 1601,3 m T.). Selbst ganz hohle Halbkugeln kann man an solchen Stellen finden (Neokomerz der Grube Finkenkuhle bei Salzgitter). Hier im Trümmereisenerz kann man aber

<sup>11)</sup> GAUB (1908) gibt auch (Abb. 31 u. 33) Dinge als Ophthalmidien an, die ich, der Abbildung nach zu urteilen, für sekundäre Sideritwucherungen im Schalenbau der Ooide halten möchte.

oft ganz deutlich nachweisen, daß die zersplitterten Ooide, nach ihrer Größe und ihrem Erzbestand zu urteilen, nicht zu den in der Neokömzeit zwischen den Eisenerzgeröllen neu gebildeten kleinen Ooiden gehören, sondern daß es sich um Ooide der Jurazeit handelt, die bei der Denudation aus jurassischen Oolithgesteinen herausgespißt wurden und dem Eisenerzlager als Geröllchen (also als „Trümmer“) mechanisch beigemischt wurden. Man findet vereinzelt Trümmer von unzerstörtem Oolithgestein und den Ooiden dieser Gesteine gleichen sie viel mehr als den neu gebildeten Neokomooide.

Seltener sieht man, daß die Ooide sich gegenseitig Eindrücke zugefügt haben, was wohl nur geschehen kann, wenn sie entweder, wie die Silikatooide, anfänglich (vor dem Beginn der Diagenese) noch weich waren, oder wenn sie nach dem Absatz in dichter Kugelpackung gegeneinander gerüttelt wurden. Die oft buchtige Form der Silikatooide, die sich deutlich „gegeneinander verquetschen“, war schon erwähnt worden und wird noch genauer zu beschreiben sein.

Unzweifelhaft tritt bei der Diagenese auch rein oxydisch ausgeschiedener Ooide eine Volumenverminderung ein. Zwei Erscheinungen machen das ganz deutlich: Erstens die Entstehung von „Schwindungssicheln“ am Außenrand der Ooide, die stets nur auf einer Seite, der Oberseite, eintritt. Da das Eisenoxyd bei der Volumenabnahme unter der Wirkung der Schwerkraft nach unten zusammensinkt, löst es sich oben von der umgebenden Grundmasse, falls diese schon etwas verfestigt ist, ab, unter Bildung eines im Querschnitt sichelförmigen Hohlraumes. Der Hohlraum füllt sich später mit Kristallen von Kalzit, die sich als klare Kristallmasse deutlich von der durch Ton getrübbten Einbettungsmasse unterscheiden (Abb. 38).

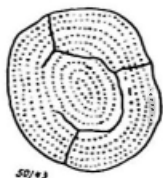


Abb. 39

Radiale und konzentrische Sprünge in einem Ooid, Doggererz aus dem Schächtalstollen bei Vierzeheiligen



Abb. 40

Radial zersprungenes Ooid, Bohrg. Iesenbüttel 5. 1672.5 m T.



Abb. 41

Radial zersprungenes Ooid, die verheilten Sprünge treten an der Oberfläche (unter einer Kalkumkrustung) als Leisten hervor. Parkinsonioolith von Neuffen

Häufiger als die konzentrisch an der Ooidoberfläche anliegenden Schwindungssicheln sind radiale Schrumpfungsrisse, die auch GAUB (1910, S. 36) schon beschreibt. Die Zusammenziehung und der noch nicht ganz harte Zustand der Schalen (dies wohl nur teilweise, wie oben gezeigt) wird dadurch bewiesen, daß die feinen Lamellen am Rande der radialen Risse alle etwas nach innen gebogen sind. Auch das wird beobachtet, daß die Radialsprünge alle in einer gewissen Tiefe im Innern des Ooids an einem konzentrischen Sprünge, vielleicht bedingt durch eine ehemalige Hiatusgrenze, abstoßen (Doggererz von Vierzeheiligen (Abb. 39).

Öfters zerplatzt das Ooid an solchen Sprüngen (vgl. das sehr eigenartige Bild eines Erzkornes aus der Bohrung Isenbüttel 5 (Abb. 40). Man findet dann im etwas umgelagerten Oolith neben vollständigen Ooiden einzelne aus Ooiden herausgefallene Segmente, teilweise durch neue Oxydumrandung zu Großkernooiden umgewandelt. Bisweilen füllen sich die Radialsprünge mit Mineralneubildungen. WEIGELT (1923, S. 8) erwähnt ein oxydisches Eisenerzoid, dessen Radialsprünge durch grünes Eisensilikat verheilt sind. Ich beobachtete den Fall, daß in einem rötlichgelben Limonitoid die Radialsprünge durch dunkelrotbraune Hämatit- oder Goethitmasse erfüllt waren. Der Limonit war später etwas weiter zusammengeschrumpft und die „Ausstriche“ der dunkelbraunen Füllung der Radialspalten heben sich über die Oberfläche des Ooids leistenförmig etwas heraus (Abb. 41). Sie sind erhalten geblieben, weil sich außen um das Ooid eine der später zu erwähnenden diagenetischen Kalkumkrustungen gelegt hat.

## II. Eisenoxydische Oolithbildungen

Unter den als Eisenerz brauchbaren Oolithgesteinen sind die Eisenoxydoolithe bei weitem überwiegend. Die Gesamtfarbe des Erzes im Handstück wechselt zwischen stumpfroter, halbmatt glänzender Hämatitfarbe, wie sie z. B. das oolithische Eisenerz von Wabana in Neufundland zeigt, über grellrote Ockerfarbe und gelbe Ockerfarbe bis zur braunen Farbe festen Limonits, die gelegentlich durch Bitumenbeimengung schwärzlich braun werden kann. Die Minerterze des roten, gelben, braunen und schwarzen Lagers bieten hierfür die besten Beispiele. Metallisch schwarze Erzpartien entstehen durch Umwandlung des Erzes in Magnetit im Bereich der Gesteinsmetamorphose. Oolithisches Gefüge ist dann meist für das bloße Auge nicht mehr sichtbar und ist selbst unter dem Mikroskop nur teilweise noch nachweisbar, wie z. B. bei vielen ortsudetischen Erzen. Grüne Farbtöne weisen immer auf starke Beteiligung von Eisensilikat. Die silikatoolithischen sowie die magnetitischen, ehemals oolithischen Eisenerze sollen im vorliegenden Kapitel noch nicht behandelt werden.

Im Dünnschliff tritt zu den verschiedenen Farben noch ein verschiedener Grad der Durchsichtigkeit. Die röntgenographischen Untersuchungen von CORRENS & ENGELHARDT (1941) haben gezeigt, daß von Mineralien, die in dünnen Schichten durchscheinend sind, sich vor allem Nadeleisenerz und untergeordnet auch Rubinglimmer am Aufbau der Ooide beteiligen. Beide sind aber so wenig durchscheinend, daß die oft überraschend hellgelbe Farbe des durchfallenden Lichtstrahls nur durch feinste Verwachsung eines farblosen, durchsichtigen Minerals mit Nadeleisenerz erklärbar wird. Es ist schon lange bekannt, daß Eisenoxydoolithe nach dem Auflösen in Salzsäure ein feines, lockeres, ebenfalls kugelschaliges Skelett von freier Kieselsäure hinterlassen. Also dürfen wir annehmen, daß die hellgelb durchsichtigen Partien in vielen Oolithkörnern (meist sind es nur einzelne Schalen) aus einem innigen Gemenge von Nadeleisenerz mit freier Kieselsäure bestehen. Wie die Isotropie dieser Ooidpartien ergibt, handelt es sich in der Regel um Opal. Manchmal sieht man aber auch zwischen Nicols ein festes Kreuz mit optisch negativem Charakter der radialen Richtung. In solchen Fällen handelt es sich also um in feinsten Ausmaßen radialstrahligen Chalzedon. Quarz tritt nur in ausgesprochen metamorphosierten Eisenoolithen und dann stets in deutlich erkennbaren, meist unregelmäßig Kornaggregaten auf. Ob die gelb und braun durchscheinenden Ooidteile als Silikate anzusehen sind, wie BERZ (1923) anzunehmen scheint, läßt sich nicht ganz sicher entscheiden. Die Farbe der Eisensilikate ist sonst stets grün,

erst bei beginnender Verwitterung werden sie gelblich und bräunlich. Es wäre also denkbar, daß gelbe Partien mit konzentrischer, radial optisch negativer Regelung von Limonit durchstäubte Silikate sein könnten (denn auch die unzweifelhaften, grünlichen Silikate sind optisch radial negativ geregelt). Wir werden jedoch weiterhin sehen, daß kein wesentlicher genetischer Unterschied zwischen den durch Verwitterung „ferretisierten“ Eisensilikaten und den feinen Durchwachsungen von Eisenoxyd und freier Kieselsäure besteht. Gelb durchscheinende Partien in ausgesprochen oxydischen Erzen dürfen wir bis zum Beweise des Gegenteils als feinste Verwachsungen von Nadeleisenerz mit Opal oder Chalzedon ansprechen.

Entsprechend dürfen wir rot durchscheinende Partien, wie sie besonders im Korallenoolith häufig vorkommen, als Verwachsungen von freier Kieselsäure mit Rubinglimmer betrachten. Eisenglanzschüppchen kommen zur Erklärung solcher roter Partien kaum in Frage, da ihre Durchsichtigkeit zu gering ist, und da der metallische Reflex des Specularits im auffallenden Licht in den Schliffen nicht beobachtet wurde.

Noch bunter als im durchfallenden Licht erscheinen viele Dünnschliffe im schräg auffallenden. Die Reflexfarben der durchscheinenden Partien sind im allgemeinen wie die Farben im durchfallenden Licht. Die roten, von Rubinglimmer durchstäubten Partien sind bei dichter Durchstäubung und etwas gröber-kristallinem Bau mehr grau, bei feiner Verteilung der Rubinglimmerschüppchen satt rot. Die opaken Partien sind teils gelb bis braun, teils dunkelrot, teils graurot-halbmetallisch. Auch das hängt mit dem gröberen oder feineren Kristallgefüge zusammen. Intensiv gelbe, dabei aber opake Partien, sind in den die Ooide aufbauenden Schalen selten; sehr häufig kommen sie aber als Ooidkerne und daneben als nicht umrindete Geröllchen vor. Offenbar handelt es sich hier um feinste Durchstäubungen von tonig-kalkigen und dadurch für das durchfallende Licht getrübten Gesteinsbröckchen mit gelbem Nadeleisenerz, also um „Toneisensteine“. Neben dem im Schrägauflicht grellgelben Toneisenstein kommt als Geröllchen oder Kern auch dunkelbrauner kompakter Limonit vor. Stets zeigt das Relief solcher opaker Kerne unregelmäßig bröckliches Gefüge, während die umgebende eigentliche Ooidmasse sich auch im Aufsicht als deutlich schalig erweist. Beim Dünnschleifen fallen die bröcklichen Kerne leicht heraus, so daß man in weniger guten Schliffen ringförmige Querschnitte der Ooide erhält.

Deutlich rote Partien zeigen immer feinsten lamellaren Schalenbau, nur die grauroten Partien haben im Aufsicht körnelige Struktur. Es sind offensichtlich kompakte Roteisensteinmassen, während die schaligen wieder als Verwachsungen von Rubinglimmer mit freier Kieselsäure aufzufassen sein dürften.

Auffallend ist es, daß diese Roteisensteinpartien<sup>12)</sup> besonders gern die zentralen, aber oft auch die Randpartien der einzelnen Ooide einnehmen.

Es macht fast den Eindruck, als ob eine Alterungserscheinung vorliegt, die entweder etwas ältere innere Partien erfaßt hat (an der Außengrenze des zentralen Roteisensteins würde dann ein Hiatus liegen), oder von außen herein, nachdem das Ooid fertig gebildet war, die Randzonen umgewandelt hat. Sehr für diese Annahme

<sup>12)</sup> Den Namen Hämatit möchte ich nicht anwenden, da er auch für feinkristallinen bis kryptokristallinen Eisenglanz (Specularit) gebraucht wird, der hier bestimmt nicht vorliegt. Eisenglanz findet sich nach früher von mir veröffentlichten Untersuchungen BERG (1923) zusammen mit Quarz in den Oolithzerzen von Wabana. Hier ist bei beginnender Metamorphose die feinkristalline Durchwachsung von Opal oder Chalzedon mit Rubinglimmer in eine solche von Quarz mit Eisenglanz übergegangen.

spricht es, daß als Seltenheit auf der Oberfläche der außen grauroten Ooide feine Kristallansätze „wie Bartstopplern“ beobachtet werden konnten. Auch kommt es vor, daß der innere Opakteil gegen außen nicht parallel dem Schalenbau, sondern unregelmäßig buchtig begrenzt ist. (Bohrung Isenbüttel 5, 1672,5 m T.)

Bezüglich der in den Ooiden vorkommenden oxydischen Eisenmineralien wenden wir daher folgende Bezeichnungen an:

Gelbdurchscheinend: Opal oder Chalzedon mit Nadeleisenerz ( $(\alpha \text{ Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O})$ ).

Rotdurchscheinend: Opal oder Chalzedon mit Rubinglimmer ( $(\gamma \text{ Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O})$ ).

Gelb-opak: Tonmergel mit Nadeleisenerz („Toneisenstein“).

Braun-opak, amorph oder feinkörnig: Kompaktes Nadeleisenerz (Brauneisenerz, Limonit).

Blutrot-opak, amorph: Feinschuppiger Rubinglimmer (Hydrohämait oder Turgit).

Graurot-opak, körnig: Kompakter Rubinglimmer (Roteisenstein).

Metallisch grau: Eisenglanz, Specularit.

Metallisch schwarz: Magnetit.

Als Seltenheit finden sich in einigen Erzen Bruchstücke von Magnetit als Ooidkerne. Diese sind nicht etwa durch Metamorphose infolge von Reduktion des Oxyds zu Oxyduloxyd entstanden, es sind vielmehr mechanisch herbeigebrachte Eisenerztrümmer aus dem Festlandgebiet, dessen eisenreiche Gesteine im Verwitterungsbereich den Lösungsinhalt der dem Meer zuströmenden Sickerwasser lieferten. Solche Magnetitkerne wurden nur in den Doggererzen Pommerns und Schonens sowie in den Malmerzen der Gegend von Vorra bei Bamberg beobachtet. Es ist also, wie v. FREYBERG (1921) sehr richtig bemerkt, durchaus nicht immer nötig, daß ältere Eisenerzlagerstätten auf dem Festlande durch ihren Zerfall die eisenhaltigen Verwitterungslösungen geliefert haben, aus denen die Oolithlager entstanden sind. Eisenentziehende Verwitterung nicht gerade besonders eisenarmer Gesteine, etwa basischer Eruptivgesteine, Grünschiefer, Amphibolite, genügt, um die nötige Eisenzufuhr zu gewährleisten.

Andere, recht aufschlußreiche Kerne, die gefunden wurden, waren Diopsid (Bohrung Isenbüttel 10, 1024,5 m T.) und stark vereisenter Strahlsteinschiefer (Bohrung Isenbüttel 6, 1326,7 m T.).

An den als Kerne auftretenden Muschelbruchstücken fällt auf, daß sie sehr oft aus der Gegend des Muschelschlusses stammen, kenntlich an dem gewundenen Lamellenverlauf. Es liegt hier natürlich eine „Härteaufbereitung“, eine Auslese der gegen starke Wasserbewegung besonders festen Muschelsplitter vor. Glaukonitkörnchen findet man mehrfach als Ooidkerne (Bohrung Isenbüttel 6, 1249,6 m T., oolithischer Kalk im Lias  $\alpha$  von Wellendingen). Auch die später zu erwähnenden, an Radialsprüngen zerfallenen Segmente älterer Oolithbildungen finden sich öfters (z. B. Parkinsoni-Oolith von Oberdorf bei Bopfingen). Recht seltsam ist es, daß Kerne aus gelbem Toneisenstein manchmal ganz deutliche pflanzliche Zellgewebsetzen einschließen. (Bohrung Baiershofen 11 68,8 m T.) Toneisensteine stehen überhaupt an der Grenze limnischer und mariner Sedimentation. Von den polnischen sagt BRINKMANN (1924), daß sie limnisch aber den marinen sehr ähnlich seien, die pommerschen sind sicher marin. Pflanzliche Reste erwähnen auch ALDINGER & FRANK aus den Toneisensteineinlagerungen im Lias und Dogger Württembergs zwischen oolithischen und sphärolithischen phosphatreichen Flözen.

Die Kristallformen des Nadeleisenerzes bleiben stets, die des Rubinglimmers fast stets unter der Sichtbarkeitsgrenze, nur ganz vereinzelt fanden sich an Wurmchlorit erinnernde Aggregate von Rubinglimmerschüppchen, wie sie übrigens

unter dem Namen Turgit auch HALLIMOND (1925, S. 72) erwähnt und in den Abb. 31, 41 u. 42 zeigt.

Verhältnismäßig oft kommt das gleichzeitige Auftreten von braunen Limonitgeröllchen mit im wesentlichen roten Rubinglimmeroiden vor. Die ersteren stammen vom Festland aus eisenfixierender Verwitterungszone, die letzteren aus dem Meer mit merklichem, aber allerdings wohl recht geringem Salzgehalt, wie ja wahrscheinlich auch die rote Farbe der Verwitterung in ariden Gebieten von einem Salzgehalt des Grundwassers herrührt, der die Ausscheidung von rotem Rubinglimmer statt braunem Limonit verursacht. Die Annahme, daß Limonit ein besonderes Eisenoxydhydrat mit  $3\text{H}_2\text{O}$  sei, wie GAUB (1910, S. 48—49) noch annimmt, hat man neuerdings aufgegeben. Nicht selten, z. B. in Proben von Grube Friederike bei Harzburg, sind die Ooide grellgelb, limonitisch, die Grundmasse von ausgesprochen rötlichen Hydrohämatischüppchen durchsetzt.

Zu beachten ist, daß oft sehr deutlich ehemalige Silikatooide durch Oxydationsmetasomatose in Oxydooide übergehen. Auch HALLIMOND (1925) weist hierauf hin und bildet es in Abb. 11 ab. Sehr deutlich trat das in Proben aus der Bohrung Sommerschenburg 2 entgegen. Hier ist in 20,3 m T. wohl eine Wirkung der Oxydationszone noch annehmbar. Solche Erscheinungen kommen aber auch in größerer Tiefe vor. Es handelt sich dann um Oxydationsvorgänge bald nach der Sedimentation des Ooliths. Buchtige, quer durch den Schalenbau greifende Grenzen zwischen Oxyd und Silikat sind in solchen Fällen häufig.

Andererseits kommt es auch öfters vor, daß reine Oxydooide in einer oxydfreien, karbonatisch-silikatischen Grundmasse eingebettet liegen, wie sie CAYEUX (1909) und mit ihm auch RAGIN erwähnen. Es müssen dann die fertig gebildeten oxydischen Ooide durch Verschleppung („remaniement“) in ein Gebiet silikatischer Ausscheidung gebracht worden sein.

Den Kernen sieht man es sehr oft an, daß sie vor ihrer Umrindung in einem Wasser bewegt worden sind, das einen erheblichen Eisengehalt gelöst enthielt, die Kerne sind ferretisiert. Teilweise kann solche Vereisung auch durch Reaktion zwischen den schon umhüllenden Oxydrinden und dem Kern sekundär verursacht worden sein, und man beobachtet in der Tat, daß bisweilen nur ein ganz schmaler Außenrand des Kernes vereisend worden ist. Freilich ist dies kein Beweis, daß, nicht das eisenhaltige Meerwasser diese Rinde erzeugt hat, aber wenn man sieht, wie einige Vorkommen Kerne führen, die bis ins Innerste vom Eisengehalt des Meerwassers der Oolithbildungsbecken durchtränkt sind, während andere das Eisen nur dicht unter der Rinde enthalten und selbst die Kanäle in den Bruchstücken der Echinodermenpanzer eisenfrei geblieben sind, so kann man im einzelnen Fall kaum im Zweifel sein, daß einmal eine Vereisung durch das oolithbildende Seewasser, das andere Mal durch sekundäre Reaktion zwischen Kern und Hülle erfolgt ist.

Als bescheidener Anfang einer Oolithbildung ist es zu betrachten, wenn in einem „Eisenkiesel“ von Grube Heinrichsfreude, Blatt Ballersbach, alle kleinen Quarzgeröllchen eines verkieselten Sandsteins mit einer zarten, braunen Limonithülle überzogen sind.

Natürlich ist das Ausmaß, in dem die Kerne vereisend sind, außerordentlich stark von ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrem Gefüge abhängig. Quarz ist meist völlig unverändert geblieben, nur auf kleinen Sprüngen ist Eisenoxyd in ihn eingedrungen. Es kommt allerdings auch vor, daß Quarzkkerne unter einer Oxydrinde ganz stark buchtig zerfressen sind, aber in solchen Fällen weisen andere Erscheinungen darauf hin, daß die Oxydrinde erst später durch Oxydation von Siderit



entstanden ist. Daß Siderit bildende Bikarbonatlösungen aber den Quarz sehr erheblich angreifen können, ist vielfach deutlich nachweisbar und in der Mikroskopie der Erzlagerstätten ein oft beobachteter Befund.

Mechanische Diskontinuitäten in den Quarzkernen erlauben eine wesentlich tiefer greifende Vereisung. Kerne aus schiefrigem Quarzit sind z. B. längs der Korngrenzen und vor allem längs der Schieferungsfugen oft stark vereisnt.

Wesentlich stärker ist die Wirkung auf die sehr selten vorkommenden Kerne, die aus dicktafligen Biotitfetzen bestehen und in die das Eisenoxyd zwischen den Glimmerlamellen kräftig vordringt.

Die weitaus stärkste Wirkung des Eisengehaltes im Meerwasser ist aber natürlich an den aus Kalk bestehenden Kernen nachweisbar, und zwar nicht nur an den Kernen, sondern auch an den in das Oolithgestein vielfach eingebetteten, nicht umrindeten Kalkgeröllen. Am intensivsten sind meist die Bruchstücke von Echinodermenpanzern und ähnliche Bruchstücke vereisnt. Hier dringt das Eisen in die feinen Kanäle, die in aufeinander senkrechten Richtungen den Kalkkörper durchziehen, füllt diese Kanäle aus und verdrängt von ihnen aus das angrenzende Karbonat. Bei schwacher Vereisung gewahrt man ein Netz von dunklen Balken im Kalk. Bei starker Vereisung ein System von hellen, runden Flecken in dunkelbraunem, eischüssigem Kalk. Die Flecke entsprechen den mittleren Teilen der kleinen, würfelförmigen Räume, die von je  $3 \times 4$  Kanälen als Würfelkanten umgrenzt werden. Muschelsplitter umgeben sich mit unvollkommen ooidischer Eisenoxydkruste und werden bisweilen in zackigen Umrißformen angefressen (Abb. 42). Die feinen Kanäle kalkbohrender Algen spielen dabei eine ähnliche Rolle wie die Kanäle in den Echinodermensplittern.

Sehr interessant ist es, daß öfters Echinodermenreste, die oxydischen Ooiden als Kern dienen, in ihren Kanälen von silikatischem Eisenerz erfüllt sind, und daß anderseits bisweilen auch Kerne silikatischer Ooide oxydisch vererzt sind. Der Wechsel aus einem Gebiet silikatischer in ein Gebiet oxydischer Erzabscheidung ist also sehr leicht und ist häufig vorgekommen. Selbstverständlich ist es, daß die eisenhaltigen Kerne ebenso wie die vereisnten Gerölle im Oolithgestein niemals konzentrischen Schalenbau zeigen.

Die Theorien, die die Entstehung oxydischer Eisenoolithen erklären sollen, sind zahlreich und außerordentlich verschieden. WEIGELT (1922) möchte annehmen, daß das Eisenoxyd sich vorher unter der Wirkung des Salzgehaltes im Meerwasser ausflockte, und daß die Flocken sich dann an der Oberfläche der wachsenden Ooide nach kolloidchemischen Umlagerungsgesetzen festsetzten, also dort in weiterem Sinne agglutinierten. Die französischen Forscher seit MEUNIER (1901), nach ihm CAYEUX (1909) und selbst in allerneuester Zeit RAGUIN (1940) können sich nicht von dem Gedanken trennen, daß die Eisenoide in irgendwelcher Form durch metallische Umsetzung aus Kalkooiden entstanden sein müßten. ST. MEUNIER nimmt dabei sogar an, daß die primären Kalkoide nicht in bewegtem Wasser entstanden seien, sondern daß sie im schon abgesetzten Schlamm nach Art der Konkretionen, also eigentlich als Sphärolithe, sich gebildet haben müßten. Er glaubte noch an Metasomatose ganzer Schichten von Kalkoolithgestein zu Eisenoxydoolith. CAYEUX, RAGUIN und andere gehen zu, daß die Ooide schon aus Eisenoxyd bestanden, ehe



Abb. 42  
Dicker Eisenoxyd-  
ansatz an einer  
Muschelschale, in  
die er sich einfrisst,  
Bohrg. Isenbüttel 5,  
1639,2 m T.

sie sich in den „centres d'accumulation“ sammelten. Es wären also nach ihrer Meinung Kalkooide, während sie, soeben gebildet, im Wasser flottierten unter Erhaltung des Schalenbaues durch Eisenoxyd ersetzt worden.

GAUB (1910) möchte auf Grund verschiedener Beobachtungen annehmen, daß die Oxydoide ursprünglich Pyritooide waren. Unter Oxydation setzten sie sich zu Oxyd um, wobei das entstehende Schwefelsäureion an den Kalk gebunden und gleichzeitig mit freier Kohlensäure als Gipslösung fortgeführt worden sei. CÉSARO (1891) nimmt an, daß sich die Eisenoolithe durch Einwirkung von Eisensulfatlösung auf Kalkschlamm bilden. Die aufperlende Kohlensäure bewirkt das Oolithgeffige (?).

Neuere deutsche Forscher, und ebenso englische, schwedische usw. sind überzeugt, daß die Ooide in bewegtem Wasser im wesentlichen so entstanden sind, wie sie nach der Einbettung in die Grundmasse vorliegen. Um wirbelnde oder rollende Kerne haben sich Rinde für Rinde die feinen Schalen gelegt, an manchen Stellen Schalen von Oxyd, an anderen solche von Eisensilikat, an dritten solche von Eisenkarbonat. Über die Beziehung, die zwischen diesen Grundtypen oolithischer Eisenerzausscheidung bestehen, herrschen allein noch Zweifel und Kontroversen. Ganz neuerdings hatte, wie schon S. 11 gesagt, v. FREYBERG (1941) die Ooide als konkretionäre Bildungen zu erklären versucht, die sich diagenetisch einzeln in schon sedimentiertem Schlamm bilden, und die dann nach Wiederzerstörung des aus dem Schlamm entstandenen Gesteins infolge natürlicher Aufbereitung zu Oolithlagern zusammengetragen werden.

Kurz muß hier noch auf einige Eigenschaften von Eisen-Trümmerlagerstätten eingegangen werden, die ja mit Eisenoolithlagern durch Übergänge verbunden sein können. Diese Übergänge erfolgen einerseits durch Erze, die sowohl echte Ooide, als von der Strömung herbeigebrachte, meist wesentlich größere Limonittrümmer führen, andererseits durch Übergänge von Großkernooiden über nur schwach umrindete Eisenoxydkerne in Zusammenschwemmungen völlig unumrindeter Eisenoxydbruchstücke. Die Trümmer dieser Lagerstätten bestehen immer aus oxydischem Erz, auch die Ooide zwischen den Trümmern sind stets oxydisch. Von der Grundmasse gilt dies jedoch nicht unbedingt. Z. B. ergab die Bohrung Sommerschburg 11 in 8,5 m T. ein graugrünes feinsandiges Erz mit kleinen gelben Limonitgeröllen. Die Grundmasse erweist sich hier u. d. M. als ein feinsandig scharfkörniges Quarzsediment, mit fast isotroper grüner Grundmasse, in der zahlreiche Siderit-rhomboeder ausgeschieden sind.

Sehr bezeichnend für die Trümmereisenerze ist die dunkelbraune, oft an der Oberfläche wie poliert erscheinende Rinde, die in den meisten Erzvorkommen alle Gerölle, auch die ganz hellgelben Toneisensteine, umgibt. Diese Rinde ist nicht später an die Oberfläche der Gerölle angesetzt worden, sondern sie ist aus den äußersten Teilen des Gerölls hervorgegangen, daher ergänzt sie auch nicht, wie das die innersten Schalen der Ooide mit dem Kern tun, das Geröll zur Rundung. Nur die Ecken sind bei dieser Rindenbildung meist etwas abgerundet. Die Rinde ist in der Regel fester als der Kern und in einigen Schlfen (Lager im Lias a 3 der Grube Friederike bei Harzburg) waren beim Herstellen der Dünnschliffe die mürben Toneisensteingeröllchen herausgefallen, ihre dunkle Rinde aber an der kalkigen Grundmasse rings um das entstehende Loch im Dünnschliff haften geblieben.

Der Oxydationsvorgang des Eisenkarbonatgehaltenes, der wahrscheinlich als Ursache der Rindenbildung anzusehen ist, dringt zuweilen nicht gleichmäßig, sondern rhythmisch ins Innere der Gerölle vor. Man sieht dies besonders an hellgelben Toneisensteingeröllchen, die bis weit ins Innere hinein von „LIESEGANGSchen Ringen“ dunkelbraunen Limonits durchsetzt sind. Bei oberflächlicher Betrachtung kann

ein solches Geröllchen, wenn es recht gut gerundet ist, einem Ooid ähnlich sehen. Die meist unvollkommen runde Form der Umgrenzung im Dünnschliff, der nicht ganz parallele, gelegentlich sogar anostomosierende Verlauf der Ringe, und die mehr nach innen als nach außen zunehmende Rundung der konzentrischen Linien läßt aber eine Verwechslung immer leicht vermeiden.

Toneisenstein ist in den Trümmereisenerzen sehr häufig und kommt sowohl als selbständiges Geröll wie als Kern von Ooiden vor, besonders in den kretazischen Trümmereisenerzen. Das ist ganz erklärlich. Nur die reinen Oolitherze erhielten ihren Eisengehalt ausschließlich in Lösung zugeführt. Ganz selten bestehen die Kerne, soweit sie überhaupt von Festland stammen, aus mechanisch zugeführtem Eisenmaterial. (Vgl. die aus Magnetit bestehenden Kerne von der Frankenalb und von Schonen und Pommern.) Limonitgerölle kommen hier auch vor, aber es sind, wie schon die auffällig häufige Plattenform zeigt, Bruchstücke von Limonitkrusten, die im Eisernen Hut vorübergehend aufgetauchter Teile der Oolithlager entstanden sind. Das Vorkommen von Ooidbruchstücken zeigt ja, wie oft solche Zerstörung während der Oolithbildung vorgekommen ist. Lamellenbau der Eisenerzteilchen in einem Trümmereisenerz kann also auf 4 verschiedene Arten zustande kommen:

1. durch Ooidbildung in demselben Meereswasser, das die Erztrümmer herbeibrachte,
2. durch Pseudo-Ooidbildung infolge Diffusion und Oxydation (LIESEGANG'sche Ringe) in Toneisensteingeröllchen,
3. durch Zufuhr älterer schon fertiger Ooide aus wieder aufgearbeiteten Eisenoolithschichten,
4. planparalleler Schalenbau durch Zerstörung von Limonitkrusten, die im Eisernen Hut älterer, aus dem Meer wieder aufgetauchter Oolithschichten sich gebildet hatten (Abb. 43).

In den Trümmereisenerzen des Harzvorlandes ist das eisenhaltige Material aus verhältnismäßig wenig älteren Schichten zugeführt. Nur ein Teil des Eisens ist während dieser mechanischen Zufuhr in Lösung gegangen. Dieser wurde dann in Form von Ooiden zwischen den Geröllchen wieder abgesetzt. Die oberkretazischen Trümmereisenerze hingegen sind von Klarwasser zusammengetragene Trümmer und enthalten daher keine Ooide zwischen den Geröllchen. Nur Glaukonit ist von der Seeseite her vielfach durch den Wellenschlag mechanisch zugeführt. In beiden Erzhorizonten aber spielt Toneisenstein aus der Wiederaufarbeitung jurassischer, Sphärosiderit führender Schichten, deren Alter bekanntlich durch Versteinerungen in diesen Sphärosideritgeröllchen bewiesen wird, eine große Rolle.

Gleiche Größe bzw. Gleichfälligkeit von Ooiden und Geröllchen kommt vor. Viel häufiger aber sind die Gerölle erheblich größer als die zwischen ihnen liegenden Ooide. In den vorwiegend eisen-silikatischen Erzlagern, z. B. im thüringischen und böhmischen Silur, ist Beteiligung von Erzgeröllchen sehr selten und findet sich bezeichnenderweise nur in den Einlagerungen oxydischer Oolithe, die in sauerstoffreicherem Wasser also bei stärkerem Wellenschlag gebildet worden sind.

Als Eisentrümmererze erwiesen sich bei mikroskopischer Untersuchung auch die sog. Röteltkonglomerate in den obersten Koblenzschichten der Eifel, während die grünlichen, teilweise durch Oxydation rotgewordenen oolithführenden Kalke

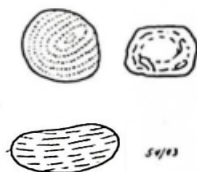


Abb. 43  
Abgeriebenes älteres Ooid. Toneisenstein m. LIESEGANG'schen Ringen und Bruchstück einer ebenschichtigen Limonitkruste als Geröllchen im Trümmereisenerz, Salmendingen (Hohenzollern), sekundäres Bohnerz

als weitgehend oxydierte Silikatoolithe mit an Menge überwiegender Kalkgrundmasse anzusprechen sind.

Hier mag noch kurz auf einige paläogeographisch interessante Einzelheiten eingegangen werden, die bei der Untersuchung der Eisenerzlager im Gelände von den Mitarbeitern des R. f. B. festgestellt werden konnten. Bei Salzgitter lag nach KÖLBEL (1942) in der Unterkreide eine Riasküste vor, in deren untergesunkenen Teilen sich der jurassische Eisenerzschutt bis zu 100 m Mächtigkeit ansammeln konnte. In den Tälern findet man Trümmererz, an deren Ausmündungen mehr und mehr Oolithe. Bei Holzen und Eschershausen sind die Neokomerze der Hilsbucht unten konglomeratisch, oben, nachdem sich die Küste durch Aufschüttung verflacht hatte, werden sie oolithisch. Ganz gewöhnlich ist die Erscheinung, daß sie nahe der Küste konglomeratisch, weiter draußen oolithisch sind (Wellenspringe, Alfeld, Sibesse, Gronau, ebenso in den zahlreichen Hornburger Bohrungen). Trümmererze können überall auftreten, wo in Küstennähe wenig ältere sedimentäre Eisenerzlager abgetragen werden. Man findet sie bereits in Lias a 3. SCHNARRENBERGER berichtet über eine „Aufbereitungszone“ im südlichen Schwarzwald zwischen Varians- und Birmensdorfer Schichten, die aus Geröllen und Brocken der jüngsten Doggerschichten besteht.

Das Zusammenvorkommen von Ooiden mit Glaukonitkörnern ist selten, da beide verschiedene Bildungsbedingungen und daher auch verschiedene Bildungsräume haben. Es wurde aber doch verschiedentlich, z. B. in der Achimbohrung 14 (Lias  $\gamma$ , 16,9 m T.) beobachtet. Die Glaukonitkörner, die bisweilen auch als Kerne auftreten, sind wohl durch die Brandungswelle von der Seeseite herangebracht. Das Material zu den umhüllenden Ooiden kam als Lösungsinhalt der Verwitterungswässer, die vom Festlande herzusickerten.

Verbreitet sind in den Trümmererzen, besonders in denen der Oberkreide, auch Gerölle von sehr feinkörnigem Eisensandstein, d. h. von scharfkörnigem Quarzmehl mit limonitischem Bindemittel.

Mit den größeren Toneisensteingeröllen sind bisweilen auch äußerlich durch Limonitumkrustung verfestigte, und daher im Wellenschlag unzerstört gebliebene Tongallen vergesellschaftet.

### III. Silikatische Oolithbildungen

Silikatische Oolithbildungen sind namentlich im Silur des böhmischen und thüringischen Gebietes sehr verbreitet. Sie kommen aber auch in den Juraeisenerzen recht häufig vor, ebenso wie oxydische Oolithbildungen in den Silurerzen keineswegs fehlen. Die Oolitherze des Silurs der Bretagne sind sogar vorwiegend oxydisch. Jurassische Silikatoolithe findet man einerseits in der Schweiz und im südlichen Schwaben andererseits in den tieferen Flözen des Minettebezirks, vor allem im „Grünen Lager“, dessen Farbe durch den Eisensilikatgehalt verursacht wird. Auch in den sonst stark oxydischen Wabanaerzen in Neufundland kommen Silikatoide vor<sup>13)</sup>.

<sup>13)</sup> Was der Eisenhüttenmann als „kieselige oder silikatische“ Oolitherze bezeichnet, braucht durchaus nicht aus Eisensilikat zu bestehen, sondern es wird alles so bezeichnet, was infolge hohen Kieselsäuregehaltes beim Schmelzen einen Kalkzuschlag braucht. Dieser Kieselsäuregehalt kann aber sehr wohl als freie  $\text{SiO}_2$ , als Quarz, Chalzedon oder Opal neben rein oxydischem Erz zugegen sein.

Im Dünnschliff werden reine Silikatoide für das durchfallende Licht fast farblos, im Schrägauflicht ist aber die grüne Farbe fast immer zu sehen. Liegen die Silikatoide in kalkiger Grundmasse, so gewahrt man im Schrägauflicht mehr Silikat, nämlich die gesamten von der Oberfläche des Schliffes getroffenen Schnittkreise und die nur von wenig Kalk überdeckten Teile der Silikatkügelchen. Im Durchlicht ist scheinbar weniger Silikat vorhanden, weil alle diejenigen Silikatpartien, über denen oder unter denen im Schliff noch Karbonat liegt, zwischen + Nikols noch die lebhaften Polarisationsfarben des Kalkes, ohne Nikols dessen starke Lichtbrechung zeigen. Nur die Partien, in denen die ganze oder fast die ganze Dicke des Schliffes von Silikat eingenommen werden, zeigen die geringere Lichtbrechung und die niedrigere Doppelbrechung der Eisensilikate (vgl. das S. 8 über die scheinbare Flächenausdehnung opaker Einlagerungen Gesagte).

Die Limonitdurchsetzung der Silikatoide ist entweder diffus durch das ganze Ooid verteilt oder sie ist auf einzelne der konzentrischen Schalen beschränkt, die dann meist intensiv gefärbt oder sogar opak sind. Fast farblos sind dagegen z. B. die Silikatoide, die vereinzelt in einem grauen Mergel der Bohrung Reichenbach 9 (95,3 m T., Dogger, Liegendes des unteren Flözes) auftreten. Ganz blaßgrüne Ooide finden sich in einem schwarzen Ton von Bohrung Fallersleben 1 (182,3 m T.).

Die Doppelbrechung unveränderter, nicht metamorpher Silikatoide ist immer sehr gering, oft ist sie Null, die Ooide sind also isotrop. Niemals geht sie über die Interferenzfarbe des blassen Blaugrau niederster Ordnung hinaus. Nach Einschaltung des Gipsblättchens schwankt sie bei Drehung des Tisches zwischen rötlichgelb und rötlichblau und zwar mit optisch negativem Charakter der radialen Richtung. Bei etwas kräftigerer Eigenfarbe entstehen gelbbraune und trübblaue, fast schwarze Interferenzfarben in den Sektoren.

Die Regelung und negative Doppelbrechung wird auch von BERZ (1923) und von SCHMIDT (1886, bei Untersuchung der Erze von Bonaduz) erwähnt. HALLMOND (1925) hingegen irrt, wenn er sie als Folge eines „radial fibrous“ Aufbaues der Ooide bezeichnet, eine Ansicht, die auch GAUB (1910) geäußert hat.

Öfters sind die Silikatoide völlig homogen, zeigen aber doch zwischen + Nikols ein festes Kreuz, sind also submikroskopisch feinkristallin und geregelt, z. B. Einzelooide im Tonschiefermittel des Lagers von Nutschitz. E. A. SCHEIBE (1923) möchte die Erscheinung des festen Kreuzes auf Spannungsdoppelbrechung zurückführen. Es liegt aber dazu kein Grund vor, denn die mechanische Beanspruchung ist sicherlich immer sehr gering gewesen. Die Annahme eines submikroskopisch feinen, tangentialen Lamellenbaues der Ooide ist viel besser geeignet, die Erscheinung des festen Kreuzes zu erklären. Es wurden auch Ooide beobachtet, die in der Mitte isotrop sind, außen aber eine kryptokristalline radial negativ geregelte Zone haben (Hredl bei Nutschitz).

Auslöschungsschiefe zu messen ist an unveränderten Silikatooiden niemals möglich. Die einzelnen Blättchen sind viel zu klein, meist submikroskopisch. In den sehr häufigen ellipsoidischen Silikatooiden wird aus dem schwarzen Kreuz ein Paar sehr dicht beieinander liegender konjugierter Durchmesser, die zwischen ihnen liegenden Segmente fallen dann fast aus. Es entsteht ein einzelner, in der Mitte verengter, nach außen sich verbreiternder Balken (Abb. 44). Entsprechend dem Wechsel zwischen isotroper und feinkristallin anisotroper Natur des Silikats ist auch die Lichtbrechung unbestimmt bzw. wechselnd. Meist ist sie ein wenig höher als Kanadabalsam. Besonders gut sind die Silikatoide im Dogger Pommerns (Bohrung Brendelmühl) entwickelt, aber auch in den altbekannten Vorkommen von Schmiedefeld findet man beispielhafte Ooide. Die Brendelmühl benachbarte

Bohrung Klemmen zeigt isotrope, aber durch abwechselnd hellere und dunklere Färbung deutlich schalige Ooide in 281—282,8 m T. Vereinzelt fand sich ein auffallend großes Silikatooid auch im Kalkoolith der Bohrung Isenbüttel 5 (1647, 2—1647 m T.).

Bisweilen kommen Ooide vor, die durch fein eingestäubte Tonpartikelehen ganz getrübt sind. Ob dieser Tongehalt primär ins Ooid aufgenommen wurde oder bei beginnender Verwitterung eines stark tonerhaltigen Eisensilikats abgeschieden worden ist, läßt sich nicht mit Bestimmtheit sagen. Ganz selten ist es, daß Ooide, die in Sandstein eingebettet sind, einzelne kleine Sandkörnchen in ihrem Schalenbau umschließen. Solche fanden sich im Lager von Wittmannsgereuth, wo allerdings sekundäre Umsetzungen durch Verquetschung nicht ganz ausgeschlossen sind.

Die Kerne der Silikatooide und die Grundmassen, in denen sie eingebettet sind, geben uns bisweilen Auskunft darüber, in welcher Umwelt sich der Silikatanatz um diese Kerne gebildet hat, und zwar weisen sie ganz eindeutig auf reduzierenden Einfluß hin. In bituminöser Grundmasse liegen viel häufiger Silikatooide als Oxydoide eingebettet. Gelegentlich fand sich auch eine unreine Pyritmasse als Kern, die bestimmt nicht als Sulfid erhalten geblieben wäre, wenn die Umgebung ein nennenswertes Oxydationspotential gehabt hätte. Ein anderes Mal wurde auch eine eigenartige, deutlich schalige Silikatausscheidung im Innern einer Muschelschale beobachtet, wie man das bei Glaukonitkörnern öfters findet (Abb. 45). Das

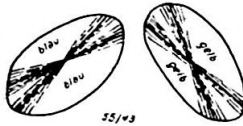


Abb. 44

Lage des festen Kreuzes und der Farben nach Einschaltung des Gipsblättchens in länglich deformiertem Silikatooid

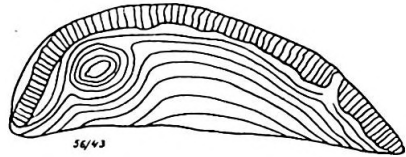


Abb. 45

Mit Silikatausscheidung gefüllte Muschelschale, Bohrg. Isenbüttel 5, 1678 m

Silikat ist ursprünglich als kleines Ooid in diese Schale hineingeraten, hat aber später in eigentümlich angeordneten Anwachsschalen die ganze Schale ausgefüllt und sich sogar an einer Stelle nach außen angesetzt (Abb. 45).

Sehr deutlich erkennt man die reduzierende Umwelt auch, wenn der Kern des Ooids aus einem Echinodermenbruchstück besteht. Dann sind dessen Kanäle mit grünlichem isotropen Eisensilikat erfüllt und der Außenrand des Kernes ist ohne braune Ferretisierung, während in den Oxydooiden ein Kern von Echinodermenmaterial in der Regel in seinen Kanälen mit Eisenoxyd durchsetzt und meist von außen herein oxydisch vereiselt ist. Übrigens kommen auch Ausnahmefälle vor, derart, daß ein oxydisch vereiselt Echinodermenbruchstück silikatisch umrindet ist, oder daß ein oxydisch umrindeter und dann auch meistens randlich ferretisierter Kern in seinen Kanälen Silikatausfüllung zeigt. Letzterer Fall ist sogar auffallend häufig und sehr aufschlußreich, zeigt er uns doch, daß silikatische Ausscheidung das Primäre ist, und daß sie nur beim Hinzukommen von freiem Sauerstoff von oxydischer Ausscheidung abgelöst wird. Aufschlußreich ist auch die gelegentliche Beobachtung, daß oxydisch gefüllte und silikatisch gefüllte Echinodermenbruchstücke

nebeneinander vorkommen, wobei aber deutlich die beiden verschiedenen Kernarten von verschiedener Größe sind, also aus verschiedenen Bereichen herbeigeführt wurden (Minetteerz, Grube Pauline 3. Abbau). Häufiger sind Silikatkerne mit Oxydhülle, seltener Oxydkerne mit Silikathülle. Auch daß im wesentlichen silikatische, außen aber oxydisch umrindete Ooide innen wieder oxydische Kerne haben, wurde beobachtet (Krahulov bei Nuttschitz). Wenn mehrere braune Oxydschalen in einem vorwiegend silikatischen Ooid liegen, erweisen sie sich bei starker Vergrößerung oft nur als feine Limonitdurchstäubung in der Silikatmasse. In anderen Fällen liegt eine ganz scharf abgegrenzte Oxydhülle um einen gut entwickelten mittleren Silikatteil (Abb. 46) oder die Grenzen zwischen beiden verlaufen sehr unregelmäßig (Abb. 47).



Abb. 46  
Ooid mit Kalkkern und außen stärkerer, innen schwächerer Eisenoxydbeteiligung.  
Bohrg. Isenbüttel 5,  
1625 m T.

Sehr häufig findet man mehrfache Einlagerungen von Oxyd zwischen den Silikat-schalen, wobei die Oxydlagen oft im ganzen Gestein in jedem einzelnen Ooid dieselbe Tiefenlage einnehmen, also zu einer bestimmten Zeit verstärkten Oxydationspotentials entstanden sind. Die zwischen den Oxydlagen eingeschlossenen Silikatzonen lassen natürlich im polarisierten Licht alle das gemeinsame feste Kreuz erkennen (z. B. in Bohrung Ribbesbüttel 4,1110,5—1116,6 m T.). Auch CAYEUX (1922) bildet in Abb. 19 (Taf. IX) Ooide ab, die außen silikatisch, innen oxydisch sind.



Abb. 47  
Ooid außen oxydisch, innen silikatisch, mit unregelmäßig verlaufender Grenze zwischen beiden

In allen den erwähnten Fällen muß ein Wechsel im Oxydationspotential des Wassers an der Bildungsstelle der Ooide eingetreten sein, oder das Korn muß (sogar mehrfach) aus oxydierender in reduzierende Umwelt und umgekehrt verschleppt worden sein. Da man keinerlei Abnutzung der Schalen an den Grenzen Oxyd—Silikat erkennt, muß der Transport ganz kurz gewesen sein, also oxydierende und reduzierende Umwelt müssen ganz dicht beieinander gelegen haben.

Beim Übergang aus silikatisch absetzender in oxydisch absetzende Lösung hat letztere bisweilen, aber nicht immer (wahrscheinlich nur bei sehr hohem Oxydationspotential), das soeben abgesetzte Silikat angegriffen und sekundär in Eisenoxyd umgesetzt oder es mit Eisenoxyd durchsetzt. Es entstehen dann Ooide von grüner Farbe mit unregelmäßig verteilten braunen Flecken, oder von außen herein gebräunte, sogar oxydisch ganz verrottete („ferretisierte“) Ooide, und die Grenzen zwischen Oxyd und Silikat verlaufen sehr unregelmäßig (vgl. Abb. 47). Auch ganz opake, aber im Auflicht noch deutlich grüne Ooide kommen vor, olivschwarze, etwas durchscheinende Ooide erhalten ihre Farbe aber wohl von einem Bitumengehalt. Die auffallende Mischung von rein silikatischen und rein oxydischen Ooiden, wie sie z. B. BICHELLONNE & ANGOT (1939 in Abb. 38 Taf. XIX) angeben, kann durch Zusammenschwimmen aus verschiedenen Bereichen entstanden sein. ALDINGER & FRANK (1942) stellen z. B. fest, daß sich Silikatrinden um die Gerölle in strandferneren, Oxydrinden in strandnäheren Bereichen derselben Schicht gebildet haben. Der Wechsel von anlandigen und ablandigen Winden kann also eine solche Mischung verursacht haben.

Alles in allem kommen wir zu dem Satz, daß das Auftreten oder Nichtauftreten von oolithischen Eisenerzschichten paläogeographisch offenbar von großem Belang ist, indem die Eisenoolithe eine ganz bestimmte Fazies charakterisieren, deren

Natur allerdings noch nicht recht bekannt ist, da wir ja bekanntlich rezente marine Eisenoolithbildungen noch nicht kennen; daß aber der Umstand, ob sich Silikatoolith oder Oxydoolith gebildet hat, paläogeographisch ganz belanglos ist, da ganz geringe Änderungen in der Umwelt dafür verantwortlich sind, welche von beiden Erzarten sich entwickelt.

In den älteren Silikatooiden kommen auch pleochroitische Höfe um kleine Kriställchen von Zirkon oder Orthit vor, die in ihnen eingeschlossen sind. Bisweilen wuchert das Silikat in Sprünge und Spalten des Kernes hinein, wenn dieser aus einem mechanisch wenig widerstandsfähigen Mineral besteht. In den Dünnschliffen aus dem Doggeroolith der Bohrung Klemmen z. B. wurde mehrfach beobachtet, daß das Eisensilikat in Kerne, die aus Plagioklas bestehen, parallel den Zwillingslamellen eindringt, doch ist diese Einwirkung der Rindenbildung auf den Kern stets viel geringer bei der „milden“ Silikatoolithbildung als bei der viel „schärferen“ Oxydoolithbildung.

Eine sehr eigenartige Kernform fand sich in Silikatoolithen des oberen Lagers von Wittmannsgereuth und Schmiedefeld, nämlich große dicktaflige bis kurzsäulige Chloritkristalle, die von feinschaligem Eisensilikat umrundet werden. Es ist nicht ganz leicht festzustellen, ob hier ein schon von der Strömung mechanisch herbeigebrochenes Chloritblatt von Eisensilikatausscheidungen (die selbst ihrem Wesen nach chloritischer Natur sind) umwachsen wurde, oder ob sich die mittleren Teile des Ooids durch Sammelkristallisation zu einem einheitlichen Chloritkristall umgebildet haben. Einerseits dringt Eisensilikat deutlich zwischen die Spaltfugen des dicktafligen Chlorites hinein, andererseits sieht man aber öfters, daß die Ecken des rechteckigen Chloritquerschnitts durch die Ooidschalen ihrer Umgebung ein wenig hindurchgreifen. Am wahrscheinlichsten ist es wohl, daß ehemalige chloritisierte Biotitfetzen als Kern gedient haben und dann mit beginnender Metamorphose („Anchimetamorphose“) sich regenerierten. Der Umstand, daß nur in einem kleinen Prozentsatz der Silikatooide dieses Vorkommens die großen Chloritkristalle auftreten, während in den andern (ebenfalls durch Sammelkristallisation) ein Gewirr kleinerer, im Querschnitt schlankerer Chloritblätter sich bildete, und der Umstand, daß die dicktafligen Chloritkristalle immer genau in der Mitte der Ooide liegen, spricht sehr dafür, daß hier ein besonderer Keim, nämlich ein Glimmerfetzen als Kern, die Ursache für großkristalline Ausbildung der Sammelkristallisation des Chlorites abgegeben hat. Es ist auch sehr unwahrscheinlich, daß wohlausgebildete dicktaflige oder sogar kurzprismatische Chloritkristalle oder gar ganze fächerförmige Wurmchlorite unzerstört mechanisch herbeigeführt wurden und als Kerne gedient haben.

Wir werden auf diese eigenartigen Erscheinungen bei der Besprechung der anchimetamorphen Neubildungen im zweiten Teil des Aufsatzes noch zurückkommen.

Die Silikatooide sind in sehr vielen Vorkommen, wohl in mehr als der Hälfte der Fälle, nicht kugelförmig, sondern verformt. Diese Verformung ist deutlich nachträglich erfolgt. Sie ist durch eine senkrecht zur Schichtfläche wirkende Kraft bewirkt, Querschnitte zeigen daher die Erscheinung viel deutlicher als Dünnschliffe in der Schichtfläche. In dem recht häufigen Fall, daß statt der Kugeln flache Ellipsoide vorliegen, sind alle immer in der gleichen Ebene gestreckt. Man könnte hier wohl noch an primäre Langform durch Rollbewegung bei der Entstehung denken, wie sie bei den Eisenoxydoolithen vorkommt und im vorhergehenden Kapitel beschrieben wurde.

Aber es gibt so viele andre Formen, die ohne Zweifel durch ein Zusammensinken weicher Kugeln unter ihrer eigenen Last erklärt werden müssen, daß auch für die



einfacheren Ellipsenformen ein solches Zusammensinken als Ursache der Abweichung von der Kugelgestalt angenommen werden muß. Ganz selten findet man Silikatoide, die in ihrem inneren Teil diese zusammengesunkene Gestalt haben, dann aber durch weiteren Schalenansatz wieder zu ungefähr kugliger Gestalt weitergewachsen sind. (Vereinzelt im Erz von Wittmannsgereuth.) Auch nachträgliche Verschieferung schon diagenetisch verfestigter Silikatoide scheidet in den meisten Fällen als Ursache der Verformung aus, da keinerlei Scherbewegungen in der Grundmasse oder an anderen Komponenten des Oolithgesteins zu beobachten sind. Natürlich gibt es besonders unter den silurischen Silikatoolithen durchbewegte Gesteine. Deren mikroskopisches Gefüge ist aber dann wesentlich anders und besonders durch fortlaufende Fasern und Gleitflächen charakterisiert. Die nachträgliche Durchbewegung eines Ooliths mit flachen Ooiden erfolgt natürlich bevorzugt in Richtung der Schichtfläche. Bei Untersuchung solcher in der Schichtebene verschieferter Oolithe ist man daher allerdings manchmal im Zweifel, inwieweit das Parallelgefüge durch Zusammensinken der Ooide und inwieweit es durch nachträgliche Verschieferung zu erklären ist. Die flach zusammengesunkenen Silikatoide gehen dann vielfach in Chloritfasern über (vgl. Kap. VIII).

Ganz besonders deutlich wird das Zusammensinken der Silikatoide in dem Dünnschliff einer Bohrprobe von Bohrung Apelnstedt (311,7 m T.) bewiesen. Hier ist die kalkige Grundmasse schon etwas verfestigt gewesen, ehe die einzeln darin liegenden Silikatoide zusammengesunken waren. Der überlagernde, durch Ton und Eisenoxyd getrübe Kalkschlamm ist daher nicht nachgesunken, sondern es hat sich zwischen der Oberseite des Ooids und der ihr ehemals anliegenden Kalkdecke ein breiter Hohlraum gebildet, der später mit klarem sekretionärem Kalkspat erfüllt wurde, wobei wohl auch gelegentlich einige Schalen metasomatisch verdrängt worden sind (Abb. 48 und 49).

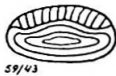


Abb. 48

Zusammengesunkene, durch sekundären Kalzit wieder ergänzte Silikatoide, Bohrg. Apelnstedt, 311,7 m T.

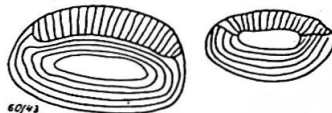


Abb. 49

Zusammengesunkenes Ooid mit teilweiser Verdrängung des Silikats durch Karbonat, Bohrg. Apelnstedt, 311,7 m T.

Es kann bei Beobachtung dieser Erscheinungsformen wohl gar nicht zweifelhaft sein, daß sich die Silikatoide anfänglich in weichem, gallertartigem Zustande befunden haben, und daß sie später, wahrscheinlich unter Wasserverlust, an Volumen verloren haben. Das wird um so deutlicher, als in dem erwähnten Schliff die von klarem Kalzit erfüllten Hohlräume alle auf der gleichen Seite, nämlich der ehemaligen Oberseite der zusammengesunkenen Ooide, gelegen sind.

Die Formen der zusammengesunkenen Ooide sind oft sehr eigenartig. Es entstehen keine Spindeln oder Ellipsen im Querschnitt, sondern wurstförmige, in der Mitte parallel begrenzte, nur an den Enden gerundete Querschnitte, die oft auch noch in ihrem Verlauf wellig gebogen sind (z. B. Bohrung Reichenbach 9,95; 3 m T.).

Auffallenderweise sind die Enden solcher Wurstgebilde infolge des Kristallbaues, weil hier die Blättchen senkrecht zur Druckrichtung stehen, etwas fester,

so daß die längliche Form an beiden Enden ein wenig verdickt ist. Solche „Knochenform“ ist auffallend häufig (Abb. 50). Die Mitte ist oft durch die festeren Endverdickungen der darüberliegenden Ooide eingedrückt. Dabei pflegt die kristalline Regelung der feinsten Lamellen nicht verloren zu gehen. Das feste Kreuz der normalen schaligen Anordnung ist noch zu sehen, aber es geht in zwei konjugierte Ellipsendurchmesser über und wird weiterhin noch vielfach verbogen. Die Knochenform zeigt recht deutlich ein Schliff von Bohrung Keilberg 1 (Lias  $\delta$ ). Höchst eigenartige Formen der Ooide, wenn die Knochengestalten selbst wieder gebogen sind, zeigen recht deutlich Abbildungen bei CAYEUX (Minerais secondaire, Abb. 24, Grünes Minettelager) und von BONTE (1941, Skizze S. 324—325 und Abb. Tafel VII Nr. 1—6). Man vergleicht solche seltsamen Querschnitte durch zusammengesunkene Silikatoolithe wohl am besten mit einem Querschnitt durch einen Haufen übereinander gebreiteter, halb entleerter Säcke. Eine andere merkwürdige Form, die man auch öfters beobachten kann, möchte ich als „Delphinform“ bezeichnen. Hier sind die Enden der verquetschten Ooide nicht verdickt, sondern ausgespitzt, was wohl eine Wirkung stärkeren Vertikaldruckes der überlagernden Schichten ist. Da meist nur das eine Ende zugespitzt und das andere noch abgerundet ist, die Längsachse des Gebildes meist bogenförmig verläuft, entsteht diese eigenartige, an springende Delphine erinnernde Querschnittsform. Recht deutliche Belege findet man

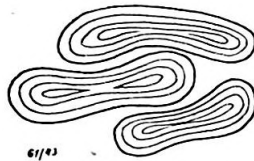


Abb. 50  
„Knochenförmig“ deformierte Silikatooide

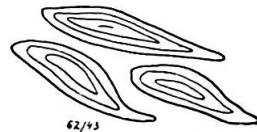


Abb. 51  
„Delphinförmig“ deformierte Silikatooide

in Dünnschliffen von der Basis des Oberen Lagers von Wittmannsgereuth (Abb. 51). Hier sind wohl schon kleine Rutschbewegungen in den Schichtflächen an der Ausbildung der im Querschnitt zugespitzten Formen beteiligt.

Seltener sind Formen, in denen die einzelnen Schalen verschieden stark geschumpft sind, so daß sichelförmige Hohlräume im Innern des Ooids zwischen den Schalen entstanden sind (Bohrung Klemmen Probe von 276,8 m T.). Es kommt auch vor, daß ein Ooid zwischen umliegenden Geröllchen und schon etwas fester gewordenen Nachbarooiden eingequetscht wird. Es nimmt dann eine völlig allomorphe zwickelfüllende Gestalt an, und nur der stark deformierte Schalenbau zeigt noch, daß an dieser Stelle ein weiches Silikatooide gelegen hat (Abb. 52). Schliff aus Bohrung Isenbüttel 5 1560 m T. und Ribbesbüttel 1 1245,7 m T.).



Abb. 52  
Verquetschtes Silikatooide, Bohrg. Ribbesbüttel 1, 1245,7 m T.

Haben die Silikatooide einen verhältnismäßig großen und festen Kern, so können die Silikatlagen vom Kern geradezu abgestreift werden, und der Kern kann einseitig heraustreten (Abb. 53). Wenn dann später noch tektonische Durchbewegungen hinzukommen, und die einzelnen Ooide zu Flasern zwischen den Geröllchen, Kernen und verfestigten Grundmasseteilchen ausgewalzt werden, so findet man

Gefügebilder, deren Erklärung zunächst ganz rätselhaft erscheinen muß (Proben aus der Liegendbank von Kladno). Es verfloßen sich dann die Außenteile der Ooide zu zusammenhängenden Streifen zwischen den noch erhaltenen Mittelteilen oder es liegen nur noch abgequetschte Teile in Form halber Ooide oder schalig gebauter Fetzen zwischen durchlaufenden chloritischen Flasern.

Oxydoolithe zeigen diese Formen nicht, wenn sie schon ursprünglich als Oxyd abgesetzt worden sind, sehr wohl aber können oxydische Knochenoide und Delphinooide dadurch entstehen, daß in der Oxydationszone Silikatooide dieser Gestalt in Limonit übergeführt werden (Bohrung Sommerschenburg 11,2 m T.).

BERZ (marine Eisensilikate S. 485) nimmt an, daß alle Ooide nur bei primär schlierig-gelatinöser Konsistenz entstehen können. WEIGELT hingegen verwarft sich entschieden gegen die Annahme einer ursprünglichen Gallertnatur mit der Begründung, daß „die Ooide“ ganz offensichtlich schon bald nach ihrer Entstehung wieder zerbrechen oder zersplittern können. Beide haben recht: Oxydooide sind alsbald fest aber spröde, sie zerplatzen, wie wir sahen, beim Austrocknen in radialen und konzentrischen Sprüngen. Silikatooide sind zunächst schleimig-schlierig, werden durch Druck der überlagernden Sedimente deformiert, und wenn sie später in die Oxydationszone gelangen, können die deformierten Gestalten auch an scheinbaren Oxydooiden, in Wirklichkeit oxydierten Silikatooiden, beobachtet werden.

Erwähnt sei noch, daß die in Oxydoolithgesteinen so häufigen Eisenerzgeröllchen ohne Umrundung, und Kerne aus Oolithbruchstücken in den Silikatoolithen nur ganz ausnahmsweise zu finden sind. Dies stimmt wieder damit überein, daß die Silikatooolithe viel langsamer erhärten als die Oxydoolithe. Beobachtet wurden diese seltenen Erscheinungen in Proben aus der Bohrung Wittmannsgereuth, wo spätere innere Zerbrechungen in den schon verfestigten Oolithen auch sonst gelegentlich vorkommen.

Wenn der Eisengehalt ganz zurücktritt, können die Silikatooide in Opalooide übergehen. Solche finden sich z. B. in den obersten Teilen des Portasandsteins unter dem Wittekindflöz (BERG, 1939). In der Regel allerdings fehlt den Opalooiden der Eisengehalt nicht völlig, sondern er ist als trübender Staub feinsten Limonitflocken im Opal eingestreut, so daß die Ooide je nach ihrem Eisengehalt gelb bis dunkelbraun durchscheinend, aber völlig isotrop sind. Die Menge des färbenden Limonits wechselt lagenweise, wodurch der feinschalige Bau betont wird. Auffälligerweise findet man solche Opalooide kaum in Silikatoolithen, sondern sie sind ganz vereinzelt zwischen Oxydooiden eingestreut (z. B. Bohrung Isenbüttel 5, 1672,5—1677 und 1655—1662 m. T.). Sehr reichlich beieinander fanden sie sich in einem Dünnschliff vom Arietenerz der Grube Friederike bei Harzburg. Hierher gehören wohl die von BERZ (1923) so benannten „Brauneisensilikate“. Teilweise sind dies aber auch wohl eigentliche Silikatooide, die stark von sekundär gebildetem Brauneisenerz durchsetzt sind.

Die Opalooide sind in verfestigtem Zustande, der ziemlich bald einzutreten scheint, spröde. Wenn sie umgelagert werden, zerbrechen sie leicht. Daher findet man z. B. in verschiedenen Minettearten eckige und zersprungene einseitig gerundete Opalbruchstückchen (Rotes Lager, Grube Hayingen, Horizont 3). Einmal wurde auch der an Feuersteinen oft so deutliche „Schlagbulbus“ an einem Opalkorn beobachtet (Abb. 54). Auch als Kerne größerer Ooide kommen Opalooide, sogar solche mit Quarzkern und mit sekundärer Karbonatisierung vor. Ganz anderer



Abb. 53  
Verquetschtes Silikatooid mit halb ausgequetschtem Kern, Bohrg. Ribbesbüttel, 1254,7 m T.

Entstehung sind große jetzt aus reiner Kieselsäure bestehende Ooide in einem völlig von Pyrit durchsetzten Erz aus dem Silur von Beraun (Schurf bei Raasch). Hier liegen offenbar, wie auch sonst in diesem Lagerstättengebiet, ehemals großoolithische Eisensilikaterze vor, und der Eisengehalt ist den Ooiden erst bei der Entstehung des Pyrits entzogen worden. Dafür spricht, daß sie genau so von Karbonat durchwuchert sind, wie wir das später von vielen Silikatooiden kennenlernen werden (vgl. Kap. VI). Übrigens ist hier die Kieselsäure nicht mehr als Opal, sondern infolge von Entwässerung und Sammelkristallisation als feinkristallines Quarzaggregat, als Hornstein zugegen. Die Pyritentstehung ist hier offenbar die Folge einer Durchtränkung eines Silikatoolithes mit schwefelwasserstoffhaltigem, absteigendem oder aufsteigendem Wasser.

Ein sehr eigenartiges Oolithgestein aus dem Dogger von NO-Yorkshire schilderten neuerdings RASTALL & HEMINGWAY. Die Ooide sind schwarz und liegen dicht gepackt in einer Sideritgrundmasse. Die Kerne, die auch als nicht umrindete Gerölle neben den Ooiden auftreten, bestehen zumeist aus Quarz oder Phosphorit. U. d. M. sind die Ooide innen opak, außen oft gelblich durchsichtig. Die chemische Untersuchung ergab, daß die Undurchsichtigkeit der



Abb. 54.  
Opalgeröllchen mit  
deutlichem  
Schlagbulbus

mittleren Teile durch eine starke Imprägnation mit bituminöser Substanz bedingt ist. Isolierte Ooide ergeben, fast gar kein Eisen, aber ganz hohe Gehalte an Kieselsäure und Tonerde, im wesentlichen also kaolinische Zusammensetzung. Da das Oolithgestein von bituminösen Schiefen unterlagert wird, nehmen die Verf. wohl ganz mit Recht an, daß es sich um ein ursprünglich chamositisches Erz handelt, wie es in diesem Gebiet vielfach vorkommt. Durch saure, wohl Kohlensäure enthaltende Lösungen ist das Eisen aus dem Silikat extrahiert worden und hat die Grundmasse sideritisiert (sideritische Wucherungen dringen auch in die Ooide ein), die Silikatooide kaolinisiert und weitgehend mit Bitumen imprägniert.

### Glaukonitbildung

Zwischen Glaukonit und oolithischem Silikat sind die Beziehungen noch wenig geklärt. Normale Glaukonitkörner sind in Oolithgesteinen durchaus nicht selten, wengleich im allgemeinen Glaukonit und Silikatoolith sich gegenseitig zwar nicht ausschließen, wie HUMMEL (1924) annehmen möchte, aber sich vertreten. Der Unterschied in den Entstehungsbedingungen kann nicht sehr groß sein, und Beweise dafür, daß Glaukonitkörner in einen benachbarten Oolithentstehungsraum eingeschwemmt worden sind, sind durchaus häufig. Sie fanden sich z. B. im silikatoolithischen Doggererz der Bohrung Klemmen (341—343 m T.); gelegentlich waren hier die Glaukonite sogar ein wenig silikatisch umrindet. Eine ganz besonders innige Mischung von Oxydooiden und Glaukonitkörnchen fand sich im Obervalendis der Bohrung Dannenbüttel 4 (149,1—151,5 m T.) und auch BICHELONNE & ANGOT (1939, S. 45) erwähnen das Vorkommen von Glaukonit als Detritus neben Quarz in den „Rognons“ des Minetteerzes. HALLIMOND (1925, S. 88) erwähnt ganz frischen wohlhaltenen Glaukonit als Kern in Oxydooiden. Die Glaukonitkörnchen von Bohrung Dannenbüttel sind teils ganz auffallend gerundet, teils ausgesprochen eckig. Die gerundeten sind oft in den mittleren Teilen durch Limonitausscheidung bräunlich getrübt, haben aber eine klargrüne Randzone. Im Auflicht erscheinen die sonst lebhaft grünen Glaukonitkörnchen dann grellgelb geflammt.

Glaukonitkörner mit undeutlich schaligem Aufbau sind selten. Sie fanden sich an Stelle der sonst meist oxydischen Ooide im Korallenoolith. Fast ausnahmslos sind die Glaukonitkörnerchen, soweit sie nicht durch die Kristallisation der umgebenden Kalkausscheidung umgeformt sind, ausgesprochen gerundet. Ein eigenartiger Typ eines Glaukonitkalks fand sich aber im tiefen Valendis der Gegend von Wietze (Fuhrberger Feld), von dem mir Herr Dozent Dr. habil. L. RIEDEL in liebenswürdiger Weise eine Probe zur mikroskopischen Untersuchung zustellte. Es handelt sich um einen Muschelschill, der auch viel Bröckchen eines trüben, feinkristallinen Kalkes enthält und durch eine reichliche Grundmasse von klarem, recht grobkristallinen Kalk zusammengehalten wird. Der Kalk ist ganz durchsetzt von verhältnismäßig großen und merkwürdigerweise eckigen Glaukonitbröckchen von 2—3, bisweilen sogar 5 mm Seitenlänge. Diese eckigen Glaukonitbröckchen erweisen sich u. d. M. wie alle Glaukonite als Aggregate feiner, wirr gelagerter Täfelchen. Nur selten sind die Blättchen etwas parallel eingeregelt. Sie haben dann aber nicht immer in ihrer gemeinsamen Richtung Beziehung zu den Flächen der Glaukonitbruchstücke, sondern das Maximum der Auslöschung, durch das sich die teilweise Regelung der kleinen Kriställchen des Aggregates kundtut, läuft schräg durch die rechteckige Schnittfläche des Glaukonitkorns. Es handelt sich also nicht um Pseudomorphosen nach Biotit. Auch sonst sind keine Anzeichen dafür vorhanden, daß dieser Glaukonit etwa, wie das in manchen Fällen GALLHER und auch SCHUMANN annehmen möchten, aus Biotit durch Umsetzung hervorgegangen wäre.

Keinesfalls haben diese Glaukonite ihre Form, wie das auf S. 43 beschriebene kolloide Eisensilikat, durch das Vorrücken der Kristallflächen wachsender Kalzitindividuen erhalten. Die eckige Form des Glaukonits läßt sich nur durch ein Zerspringen älterer, noch größerer Glaukonitkörnerchen erklären. Dafür spricht auch der Umstand, daß man recht oft Bröckchen findet, die auf einer Seite rundlich, auf der anderen eckig begrenzt sind, und daß Glaukonitpartikel, die im Inneren von Muschelschalen und anderen organischen Resten angesetzt sind, ebenfalls rundliche Querschnitte zeigen. Auffallenderweise finden sich einerseits die eckigen Glaukonitformen auch mitten im feinkristallinen Kalk, der selbst Bröckchen bildet, und das ganze Gestein ist andererseits reichlich fleckenweise von Pyritkriställchen durchstreut, wie man das im Bildungsraum des Glaukonites so oft findet. Es war also die Zerbrechung ursprünglich rundlicher Glaukonite, die Bildung eines feinkristallinen trüben Kalks, der Splitter dieses Glaukonits aufnahm, und die abermalige Zerstückelung dieses Kalkes und Verkittung zusammen mit Muschelsplittern eine einheitliche schnell aufeinander folgende Bildungsreihe, und man kann nicht behaupten, daß der Glaukonit „auf sekundärer Lagerstätte“ liege, in dem Sinne, daß er etwa aus einer gänzlich anderen Umwelt herbeigeführt worden sei. Immerhin aber hat wohl bei dem wiederholten Aufarbeiten und Wiederverkitten des Gesteins eine relative Anreicherung des Glaukonites stattgefunden, aus der sich der auffallend hohe Glaukonitgehalt dieses Kalkes erklären mag.

Eigenartige Glaukonitformen, teils rund, teils eckig, sogar mit einspringenden Winkeln, fanden sich in den Birmensdorfer Schichten (Abb. 55). Ausgesprochen eckig sind sie auch im Bärreme von Bohrung Hornburg 21 (55,2—60,4 m T.) gefunden worden.

Bekannt ist, daß Glaukonit sich gern an Fremdkörper agglutiniert, namentlich wenn diese organischen Ursprungs sind und an ihren Oberflächen oder in ihren Hohlräumen deshalb eine reduzierende Umwelt erzeugen. Vielfach beschrieben ist das Vorkommen von Glaukonit in Foraminiferengehäusen. HALLIMOND erwähnt die

Füllung von Muschelschalen durch feinen Chamosit- bzw. Glaukonitschlamm. Gleicher Entstehung ist offenbar auch die grüne Eisensilikatfüllung in den Kanälen der Echinodermenbruchstücke, obwohl sich natürlich nicht nachweisen läßt, daß sie wirklich aus Glaukonit im Sinne der Mineralogie besteht. In seltenen Fällen (glaukonitischer Kern eines Silikatooids von Bohrung Klemmen 276,8 m T.) wurden auch Zellgewebsfetzen im Innern von Glaukonitkörnchen gefunden, die wahrscheinlich als Ansatzpunkt für das glaukonitische Silikat dienten (Abb. 56).

GALLIHER (1935) hat die Hypothese aufgestellt, daß aller Glaukonit durch chemische Umsetzung aus flottierenden Biotitblättchen entstanden sei. Er stützt sich dabei auf die von ihm beobachteten Glaukonitbildungen an der pazifischen Küste und weist auf die mineralogische Verwandtschaft des Glaukonits mit dem Biotit hin. Diese Verwandtschaft besteht in der Kristallgitterstruktur in der Tat, und sie wurde erst neuerdings wieder durch CORRENS & v. ENGELHARDT (1941) bestätigt. Die Abbildungen, die GALLIHER bringt, lassen wohl einen Übergang



Abb. 55  
Bizarre  
Form eines  
Glaukonit-  
korns,  
Birmensdorfer  
Schichten

von Biotitkristallen in Glaukonitklümpchen möglich erscheinen, aber es handelt sich um eine ausgewählte kleine Zahl von Körnchen aus diesem einen Vorkommen. Bei den hier angestellten Untersuchungen verschiedenster Vorkommen sind fast nie Glaukonitkörnchen angetroffen worden, die den Verdacht einer Umwandlung erregen konnten. Nur ein einziges Glaukonitkorn im erzarmen Jurasandstein der Bohrung Klemmen zeigt auffällig parallelschuppigen, deutlich pleochroitischen Bau, was vielleicht durch im Glaukonit eingeschlossene Biotitlamellen als Verdrängungsreste erklärt werden könnte. Vielleicht gibt aber die Tatsache, daß Glaukonit gern

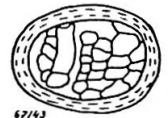


Abb. 56  
Glaukonitkorn  
mit organischem  
Zellgewebe  
und dünner  
Chamosithülle,  
Bohrg. Klemmen

an Partikelchen von einer im Verhältnis zum Volumen großen Oberfläche agglutiniert, eine Erklärung. Das Hinterland der Küste, an der GALLIHER seine Beobachtung machen konnte, ist reich an Granit, und der einmündende Fluß bringt viele mehr oder weniger aufgeblätterte Biotite in das Meerwasser, aus dem sich der Glaukonit ausscheidet. Diese Biotitpartikel können sehr wohl als Ansatzpunkte für die Glaukonitausscheidung dienen, und da Biotit leicht in Chlorit übergeht, der ja dem Glaukonit besonders nahesteht, könnte gleichzeitig mit dem Glaukonitansatz eine Chloritisierung des Biotits und zuletzt eine völlige Aufzehrung des ehemaligen Biotites durch den sich ansetzenden Glaukonit vor sich gegangen sein. Die Bilder, die GALLIHER bringt, lassen sich zum größten Teil in diesem Sinne deuten.

Den Feststellungen GALLIHERS widerspricht auch die namentlich von BERZ betonte Tatsache, daß Glaukonit offensichtlich in sehr klarem Wasser, abseits von der Einmündung größerer Ströme ins Meer gebildet worden ist. Überhaupt ist Glaukonit keine strandnahe Bildung, sondern entsteht in der Regel weit draußen, manchmal sogar in den Gebieten besonders großer Meerestiefe. Im Sammelheft über Eisenerze, Arch. f. Lagerstättenforsch. Heft 75 (1942), betont KÖLBEL ausdrücklich auf S. 126, daß in der Bohrung Hornburg die Mischung von Eisensteingeröllehen und Glaukonitkörnern die ersteren von der Landseite, die letzteren von der offenen See her herangebracht seien, und FRANK & ALDINGER bezeichnen Glaukonit geradezu als ein „hochmarines Mineral“.

Glaukonitkörnchen als Kerne von Silikatooiden kommen vielfach vor. Der Nachweis ist aber oft nicht ganz sicher, da ja Glaukonit sich von isotropem Eisen-

silikatgel kaum unterscheiden läßt, namentlich wenn spätere Sammelkristallisation ein wirrschuppiges Blättchenaggregat daraus gemacht hat. Ist letzteres noch nicht eingetreten, so erscheint unter + Nikols der Glaukonit völlig isotrop, der Chamosit geregelt mit festem schwarzen Kreuz. Er bildet oft nur eine geringmächtige Schale um den zentralen Glaukonit; diese Schale zeigt (vgl. BERZ 1921, S. 83) deutlich die 4 Arme eines festen Kreuzes, dessen Mittelteil aber natürlich fehlt.

Wir hatten gesehen, daß die Silikatoide zunächst offenbar infolge starker Wasserimbibition zwischen den Silikatmizellen in einem schleimig gelatinösen Zustande ausscheiden. Die Zahl der Beweise für einen ähnlichen weichen Zustand der Glaukonitkörner nach ihrer soeben erfolgten Ausscheidung ist sehr groß. Immer wieder findet man, namentlich in sandigen Glaukonitgesteinen Glaukonitkörnern, in die umgebende Sandkörner ein Stück hineingepreßt sind, oder die zwischen den Körnern des Sediments zu verquetschten Formen mit konkaven Oberflächenteilen verdrückt worden sind. Manchmal sind es nur noch fetzenförmige Reste, die zwischen den Sandkörnern liegen. Wo zahlreiche Glaukonitklümpchen dicht beieinander liegen, haben sie sich bisweilen gegenseitig zu einem polygonalen, bienenwabenartigen Pflaster verdrückt. Die Weichheit ist sogar so groß, daß bei der diagenetischen Sammelkristallisation dolomitischer Kalke die entstehenden Kalkspat- oder Dolomitrhomben den Glaukonit beiseite schieben, so daß dann die Grenzen des einzelnen Glaukonitkorns allotriomorph durch die Kristallflächen der neu entstandenen Karbonatkörner bestimmt werden (Abb. 57). Auf diese Weise

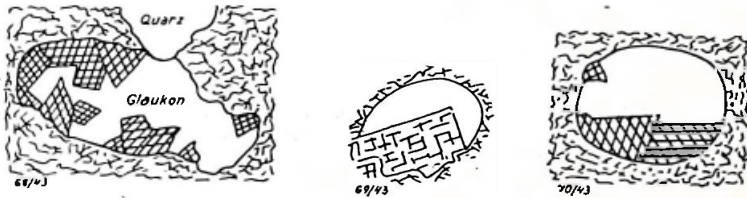


Abb. 57. Glaukonit durch Karbonatrhomben verdrängt, Basalkonglomerat des Weißjura von Bentheim

entsteht im Kalkstein eine „intergranulare Glaukonitsubstanz“ oder flockiges grünes Silikatgel in Sandsteinen und anderen primär körnigen Gesteinen. In Tonen kann durch Zerreibung der Glaukonitsubstanz eine durch Eisensilikat auch bei starker Vergrößerung diffus grün gefärbte Gesteinsmasse entstehen.

Die Glaukonitkörner erweisen sich bei stärkerer Vergrößerung unter + Nikols meist als ein Aggregat von wirr angeordneten tafelförmigen Kriställchen. Da jede Regelung fehlt, ist es sehr wahrscheinlich, daß sich zunächst ein Klümpchen von kolloider Eisensilikatmasse gebildet hat, die dann durch Sammelkristallisation in ein Aggregat taflicher Kriställchen übergang. Besonders die älteren Glaukonitkörner, die oxydischen oder silikatischen Ooiden als Kern dienen, sind oft auffällig grobkristallin. Radialstruktur, die CAYEUX (1897, S. 164) erwähnt, wurde von mir nicht beobachtet. Auch die Glaukonitkörner zeigen, wie die Ooide, meist in gleicher Gesteinsprobe, auffallend gleiche Größe, also „Gleichfälligkeit“. Es ist durchaus unwahrscheinlich, daß die manchmal gar nicht ganz kleinen Glaukonittäfelchen unmittelbar aus der Lösung bzw. aus dem sehr geringen Eisengehalt des Meerwassers auskristallisiert sind.

Unzweifelhaft gibt es also eine primäre Ausfällung von grünem Eisensilikatgel, die man natürlich nicht als „Glaukonit“ im Sinne der Mineralogie bezeichnen kann, und deren chemische Zusammensetzung um so weniger genau feststellbar ist, als sie entsprechend der Gelnatur des Bodenkörpers wahrscheinlich gar nicht konstant ist. HALLIMOND (1925, S. 3) wies nach, daß auch im Toneisenstein oft mehr als die Hälfte des Eisens silikatisch gebunden sein kann.

Das grüne Eisensilikatgel, BERZ (1921, S. 81) nennt es „amorphe Glaukonit-substanz“, tritt uns in sehr vielen Gesteinen, sowohl in oolithischen Eisenerzen als in sog. glaukonitischen Gesteinen (grüne Mergel, grüne Kalke, Grünsandsteine) als Bindemittel zwischen den größeren Gemengteilen entgegen. Es ist auch in der Literatur schon oft erwähnt worden. Bei den vorliegenden Untersuchungen fand es sich z. B. bei Köslin, Klemmen, Brendelmühl (Dogger), Dannenbüttel (Obervalendis) u. a. Es wird erwähnt von BERG, BERZ, HALLIMOND, SCHNEIDERHÖHN und mehrfach sehr gut farbig dargestellt in zahlreichen Abbildungen von BICHELONNE & ANGOT (1939).

Das Grundmassegel kann ebenso wie die Glaukonitklümpchen zu wirrschuppigem Blättchenaggregat auskristallisieren, wie man mehrfach u. d. M. feststellen kann. Es entstehen dann in extremen Fällen Tone oder Kalke, die von ganz feinschuppiger „Chloritsubstanz“ durchsetzt sind. BERG (1940) erwähnt solche „Grünerdige Tone“ von Scheppau<sup>14)</sup>, deren Eisengehalt nicht weniger als 20—22% beträgt und in den oxydierten limonitisch braunen Teilen sogar bis 26% steigt. Grüne Kalke dieser Art treten nicht selten als Kerne in den Oolith Herzen von Bohrung Isenbüttel 6 auf.

Beim Eintrocknen schrumpft das Grundmassegel wie alle Gele zusammen, so daß in der Mitte der intergranularen Räume kleine Höhlungen entstehen, die sich meist hinterher mit Kalzit füllen. Bei starker Vergrößerung kann man oft den aus Kreisbögen bestehenden Querschnitt der niedrig-traubigen Oberfläche des geschrumpften Gels erkennen (vgl. S. 11 „Girlandenbildung“).

Die Beziehungen des Glaukonites und des grünen Grundmassegels zu den echten geregelten Silikatooiden und zu den Oxydooiden sind nur gering. Daß das Grundmassegel oft in echten Oolithgesteinen vorkommt, wurde schon S. 11 erwähnt. Natürlich kann es von den Zwickelräumen zwischen den Ooiden auch auf kleinen Sprüngen in deren Inneres vordringen. Ein solcher (seltener) Fall wird von WEGELT (1922) geschildert. Daß Glaukonit, sowohl als Einzelkorn wie im Bruchstück eines Glaukonitgesteins, als Kern von echten Ooiden auftreten kann, wurde auch schon gesagt. Scheinbare Übergänge zwischen Glaukonit und Ooidsilikatgel (submikroskopisch feinem Chamosit) ergaben sich nur dreimal: Einmal erwies sich ein grünes anscheinendes Glaukonitkorn zwischen + Nikols als konzentrisch geregelt mit festem Kreuz, was natürlich keinen eigentlichen „Übergang“ darstellt, sondern nur zufällige starke Ähnlichkeit eines grünen Silikatooids ohne sichtbaren Schalenbau mit einem Glaukonitkorn. Ein anderes Mal wurde im Grundmassegel rings um ein Silikatooid eine grobe konzentrische, durch Bitumen verursachte Streifung beobachtet. Wahrscheinlich handelt es sich um Schrumpfungsrisse des Gels, die

<sup>14)</sup> Bei Scheppau ist also der Eisengehalt des Wassers bis in etwas landfernere oder zumindest vom Wellenschlag nicht mehr bewegte Gebiete, in denen keine Oolithbildung mehr eintreten konnte, vorgedrungen, während sonst, soweit nicht karbonatische Bindung des Eisens vorliegt und sich mariner Toneisenstein bildet, der Eisengehalt nicht über den für Oolithbildung geeigneteren bewegten Küstensaum hinaus vordringt, ehe er sich durch Ausscheidung erschöpft.



ringförmig um das Silikatooid entstanden sind (Abb. 58), und durch Bitumenfüllung betont wurden (Bohrung Klemmen, Dogger, 279,25—281 m T.). Auf ähnliche Weise ist wohl ein dritter Fall zu erklären: Unter den recht großen Glaukonitkörnern des Weißjura-Basalkonglomerats von Bentheim fanden sich einzelne mit Andeutungen von konzentrischen, parallel der Oberfläche verlaufenden Oxydationsstreifen, die wohl als LIESEGANGSche Ringe und nicht als Beweise einer konzentrisch-schaligen Primärstruktur des Kornes angesehen werden müssen.

Der Gesamteindruck geht dahin, daß grüne Silikatoide und Glaukonitkörnchen verschiedene Bildungen sind, die sich genetisch wesentlich voneinander unterscheiden. Beide stehen aber in enger Beziehung zu amorphem und auch als Grundmasse auftretendem grünem Silikat, einmal als glaukonitische Grundmasse in Glaukonitgesteinen, das andere Mal als amorphe Gelgrundmasse in Oolithen. Ob diese beiden Silikatgele auch chemisch wesentlich voneinander unterschieden sind, oder ob sie in beiden Vorkommensarten identisch sind, bleibt unbekannt.

BERZ (1926, S. 465) betont sehr ausdrücklich, daß die Entstehung des Glaukonits mit der fluviatilen Lösungszufuhr von Eisen nicht in Zusammenhang gebracht werden könne. Zweifellos scheidet sich der Glaukonit durch eine andere Reaktion aus einem an Eisen schon ganz verdünnten Meerwasser aus als das oolithische Eisensilikat, das aus viel konzentrierter Lösung ausfällt. Jedenfalls zeigt aber das häufige Vorkommen von Glaukonitkörnern in Silikatoolithgesteinen, teils in freien Körnern zwischen den Ooiden, teils als Kern in denselben, daß die Räume der Glaukonit- und der Silikatoolithbildung oft nicht weit auseinander liegen.



Abb. 58  
Konzentrisch schalige Absonderung der Silikatgrundmasse um ein Ooid, Bohrg. Klemmen

#### IV. Karbonatische Oolithbildungen mit und ohne Eisengehalt

Die Kalkoolithe, insbesondere die Rogensteine, sehen teilweise recht anders aus als die Eisenerzoolithe, sind auch, wie wir sehen werden, in manchen Phasen ihrer Bildung anderer Entstehung. Im großen und ganzen unterliegen sie aber denselben Bildungsgesetzen wie die Eisenerzoolithe. Auch bei ihnen beginnt die Entstehung mit der Anlagerung einer feinen Kruste um ein durch Bewegung allseitig zugängliches Geröllchen, einen Kern, den sie zur Rundung zu ergänzen strebt. Die Vollkommenheit dieser Rundung ist aber in vielen Fällen geringer als bei den Eisenerzoolithen. Viel häufiger als bei diesen kommt es vor, daß die Kruste in einer Richtung schneller wächst als in einer andern. Es handelt sich hier nicht um die Angliederung etwas größerer, wenngleich immer noch submikroskopischer Mizellen, sondern um ein echtes Kristallwachstum. Wenn schaliger Lagenbau besteht, so sind die einzelnen Schalen dann oft nach verschiedenen Richtungen verschieden dick, und die Grenzen zwischen den einzelnen Schalen verlaufen im Querschnitt nicht genau kreisförmig, sondern wellenförmig und verbeult, besonders deutlich in einer rogensteinartigen hellen Einlagerung im Unteren Buntsandstein der Bohrung Leba in Pommern. Auch die Außenfläche des ganzen Ooids ist dann manchmal unrund und mit kleinen Buckeln versehen. Im allgemeinen gleichen sich aber die Unebenheiten der einzelnen Lagen gegenseitig aus, und die Kugelgestalt wird trotz solchen unregelmäßigen Schalenbaues letzten Endes doch wieder erreicht.

Diese Wachstums-Unregelmäßigkeiten sind zwar bei Kalkoolithen sehr viel häufiger als bei Eisenerzoolithen, aber auch bei diesen bilden sie immerhin noch öfters beobachtete Ausnahmefälle. Schöne Beispiele lieferten Kalkoolithe von Bohrung Westerbeck 9 (906 m T.) im untern Korallenoolith (hier findet man 2 Ooidgenerationen, große unregelmäßige von 2—3 mm Durchmesser und kleine, sehr viel regelmäßigere von 0,2—0,3 mm). Vgl. S. 18.

Die Kerne der Kalkoolithe bestehen aus verschiedenstem Material; weit überwiegend sind aber Kalkgesteinsbröckchen und vor allem Bruchstücke oder kleine unzerbrochene Einheiten von kalkigen Organismenresten, am meisten Muschelsplitter und Echinodermenteilchen. Auch Toneisenstein kommt vor (Bohrung Bentheim, Grundkonglomerat des Korallenooliths). Quarz als Kern tritt sehr zurück. Öfters kommen ältere oxydische Eisenoide als Kerne vor und auch Silikatoide wurden in einer kleinen Zahl von Fällen als Kerne von Kalkooiden beobachtet (Bohrung Isenbüttel 6 1210—1280 m T., Abb. 59 und 60), bisweilen auch Bruchstücke von solchen (Abb. 61). Auch halbzer setzte, sideritisierte Silikatoide wurden im Innern von Kalkooiden beobachtet. Selten sind längliche Formen bedingt durch längliche Form des Kerns (Abb. 62).

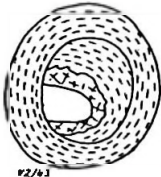


Abb. 59  
Halbiertes Silikatooid (mit Siderit um den Kern) umwachsen von Karbonat-umkrustung, Bohrg. Klemmen, 276,8 m T.



Abb. 60  
Deutlich schaliges und strahliges Karbonatooid mit rekristallisiertem Silikatooid a. Kern, Bohrg. Isenbüttel 5, 1563,7 m T.

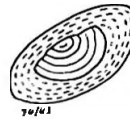


Abb. 61  
Halbes Silikatooid als Kern eines Silikatooids, Bohrg. Isenbüttel 5, 1566 m T.

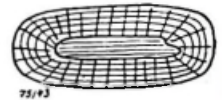


Abb. 62  
Kalkooid um einen Muschelsplitter, Bohrg. Isenbüttel 5, 1687,5 m T.

Die verschiedenen schon in Kap. I besprochenen Wachstumsformen finden sich auch hier häufig: Großkernooide, Zwillingsooide, Hiatusooide, große Ooide mit Kern von feinkörnigem Oolithgestein (KALKOWSKYS „Brutbeutel“). Ferner sind Hiatusooide, die noch einen Lappen der Grundmasse umschließen, in die das Ooid I. Generation eingehüllt war, auffallend häufig. Das ist ein Beweis dafür, daß die Verbindung zwischen Kalkooid und kalkiger Grundmasse im allgemeinen fester ist als zwischen Oxydooid und kalkiger Grundmasse. Losgerissene Bröckchen mit anhaftender älterer Grundmasse trugen in Bohrung Isenbüttel sogar zweimal diese Erscheinung (Abb. 63 u. 64). Seltsam ist in einer Probe von Bohrung Tempelburg ein Ooid II. Generation mit Kern, bestehend aus Kern I. Generation mit anhaftendem Teilstück der Umkrustung älterer Generation (Abb. 22, S. 17).

Die Neigung zur Gleichförmigkeit, kleine Rinden um große Kerne, große Rinden um kleine Kerne, ist auch bei den Kalkoolithen unverkennbar, ebenso kommen aber auch hier Mischungen von zwei oder mehr verschiedenen in sich eng begrenzten Korngrößen vor. Bei Wiederaufwirbelung schon gebildeter Oolithe, die ja für Hiatusooide und Brutbeutel vorausgesetzt werden muß, sind Verletzungen schon

gebildeter Ooide häufig, besonders Abreibungen, die eine schräg durch den Schalenbau verlaufende neue Oberfläche bedingen (Abb. 65). Verquetschungen, die auf weichen Zustand soeben gebildeter Ooide schließen lassen, werden nicht beobachtet, hingegen findet man solche, die auf seitlichen Zersplitterungsdruck schließen lassen und schnabelartige Formen erzeugt haben (Abb. 66).

Öfters erkennt man an den Bruchstücken eine bei der diagenetischen Sammelkristallisation erworbene Spaltbarkeit der Ooide (Abb. 7, S. 14). Teilweise Abspfitterungen, unter denen sichelförmige Hohlräume entstanden sind, die sich später mit klarem neukristallisierten Kalk füllten, zeigten Proben aus dem seltenen, von O. SEITZ (1943) beschriebenen Keuperrogenstein. Bisweilen sind die sichelförmigen Einlagerungen so breit, daß man sie kaum auf Abspfitterung zurückführen kann, sondern sie als Wucherungen organogener Natur ansehen möchte, die später durch Kalk ersetzt wurden, nachdem die organische Substanz zerfallen war, die sich zeitweise und in einem kleinen Teil des Umfangs auf der Oberfläche des Ooids festgesetzt hatte.

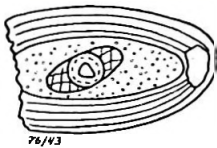


Abb. 63  
Kompliziert aufgebautes Hiatusooid. Älteres Ooid. Zweimalige Einbettung in Grundmasse, jüngere Ooidbildung mit eingeschlossenem Quarzkorn. Bohrg. Isenbüttel 5, 1687,5 m T.

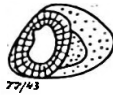


Abb. 64  
Zwei verschiedene Grundmassenreste, trüb und klar, an einem Karbonatooid, Bohrg. Isenbüttel 6, 1269 m T.



Abb. 65  
Äußerlich abgeriebene Karbonatooide auf sekundärer Lagerstätte, Isenbüttel 9, 288 m T.



Abb. 66  
Schnabelförmige Zerdrückung eines Kalkooids, Keuperrogenstein von Tempelburg

Im allgemeinen sind die Kalkkrusten der Ooide im durchfallenden Licht sehr trüb, teils infolge ihres feinkristallinen Baues bei starker Lichtbrechung, teils infolge starker Interposition von Tonflocken und Eisenoxyd. Den Schalenbau kann man oft nur bei sehr starkem durchfallenden Licht nach Einschaltung des Kondensors deutlich sehen.

Die scheinbare Trübheit feinkristalliner Aggregate steigt mit dem Brechungsindex. Daher hebt sich feinkristalline Füllung der Kanäle von Echinodermenbruchstücken heraus, wenn sie ankeritisch oder sideritisch ist, weil sie höher lichtbrechend wirkt als der einheitliche Kalkspat, aus dem der organische Rest besteht.

Neben dem konzentrischschaligen tritt fast immer ein radialstrahliger Aufbau hervor, in dem die Schalen durch feine Einstäubung opaker Teilchen bezeichnet sind. Stets ist dieser strahlige Bau unregelmäßig, d. h. die einzelnen Strahlen bestehen zwar aus einem einheitlichen Kalzitkristall, aber die radiale Richtung entspricht nicht der Hauptachse dieses Kristalls, sondern einer beliebigen Richtung, die von der zufälligen Lage des Keimes der Kristallisation abhängig ist.

Hieraus geht schon hervor, daß die Strahlen nicht schon im Augenblick des Absatzes der Kalkkarbonatteilchen entstanden sind, sondern später bei einer frühdiagenetischen Umkristallisation.

Auch E. A. SCHEIBE (1923) nimmt nachträgliche Umwandlung schaligen Kalkooidbaus in strahligen durch Umkristallisation an, eine Ansicht, die auch LINDGREN vertritt. Die Umkristallisation wird auch dadurch bewiesen, daß öfters der Ton- und Eisenoxydstaub zwischen den neugebildeten Strahlen nach Art der Pinolithstruktur zusammengeschoben ist, daß also eine Selbstreinigung mit der Sammelkristallisation verbunden war. An einem grobkörnigen Oolith von Vienenburg kann man beobachten, daß der strahlige Bau im Innern schon während des Weiterwachsens der äußeren Krusten entstanden ist. Die Grenzen der einzelnen Schalen, die durch Eisenoxydstaub in konzentrischen feinen Ringen deutlich bezeichnet sind, verlaufen im Außenteil über jedem einzelnen Strahlensektor deutlich



Abb. 67  
Strahlenförmiger  
Bau der inneren  
Ooidteilebeeinflusst  
den Absatz der  
äußeren Schalen.  
Rogenstein von  
Vienenburg

nach außen gewölbt (Abb. 67). Seltener als strahlige ist feinkörnig unregelmäßige Sammelkristallisation des ehemals schalig ausgeschiedenen Karbonates zu einem Aggregat feinsten Sideritkörnchen (Arieten-Erz von Bohrung Hornburg 16). Im weitgehend strahlig aufgebauten Keuperrogenstein von Tempelburg sind teilweise in kleinen Gebieten die Ooide ebenfalls unregelmäßig körnig umkristallisiert. Vielleicht hat hier eine nochmalige spätdiagenetische Neukristallisation gleichzeitig mit dem Grobkörnigwerden der umgebenden Grundmasse den einst strahligen Bau wieder zerstört.

In den Toneisensteinen des Jura im Generalgouvernement (z. B. Jangrube bei Wlodowice und Vorkommen bei Grodisko) finden sich oft einzeln eingestreute kugelförmige und eirunde Gebilde, von weißem, u. d. M. ziemlich grobkristallinem Kalzit.

In ihm haben sich freischwebende blastische Sideritrhomboederchen gebildet. Die Anordnung dieser Rhomboeder ist im Schliff ringförmig. Dies und gelegentliche ebenfalls ringförmige Einstreuung feinsten Staubpartikel beweist, daß die runden Gebilde umkristallisierte Ooide sind. Ob es ursprünglich Karbonatooide oder völlig karbonatisierte Silikatooide waren, läßt sich nicht feststellen, da Reste von Eisen-silikat völlig fehlen.

Auf den Ooidschalen festsitzende und dann von neuen Schalen überkrustete Mikroorganismen sind in den Kalkoolithen viel häufiger als in den Eisenoolithen. Sicherlich sind hier auch andere Lebewesen als die dort allein bekannten Ophthalmidien beteiligt. Es kommen da sehr verschiedene, z. T. blattförmige Anwachsgebilde vor (Kalkoolith von Trouville, Bohrung Vorhop 4, 1559,6 m T.). Die verschiedenen große Wachstumsgeschwindigkeit nach verschiedenen Radialrichtungen, die schon im Anfang dieses Kapitels als bezeichnend für Kalkoolithe erwähnt wurde, beruht z. T. auf solchen organischen, durch die Sammelkristallisation wieder unkenntlich gemachten Mikroorganismenansätzen. Sie kann zu ganz ungewöhnlichen Formen der Ooide führen (Abb. 68).

Ogleich die Kalkooide deutlich in derselben Weise wie die Erzooide durch Umkrustung mehr oder weniger freischwebender Kerne entstanden sind, finden sich doch verschiedentlich Hinweise darauf, daß auch nach der Einbettung in den Kalkschlamm die Krustenbildung noch weiter gegangen ist. Oft sieht man ein Ooid mit seinem Schalenbau sich in ein anderes vorwölben, noch häufiger aber zwischen zwei aneinander grenzenden Ooiden eine zackige Naht („Drucksutur“), die den Kampf der beiden um den Raum ganz sinnfällig darstellt (Abb. 69 und 70). Wenn



Abb. 68  
Kalkooid mit großer  
organogener  
Wucherung, die  
den normalen  
Schalenbau stört,  
Bohr. Isenbüttel 6,  
1259,5 m T.

die Kalkooide in einer feinsandigen Quarzgrundmasse mit Kalkbindemittel liegen (Bohrung Isenbüttel 9 281,2—287,5 m T.), so greifen die äußeren Teile der Umkrustung, bei starker Vergrößerung betrachtet, ein Stück weit halbinselartig zwischen die Quarzkörner vor. Auch große Quarzkörnchen, die bestimmt nicht während des Freischwebens agglutinierten, sind von den äußersten Schalen der Kalkumkrustung ganz umschlossen oder ragen weit in diese hinein (Abb. 69 und 71). Auch

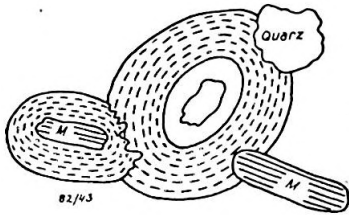


Abb. 69  
Fortwachsen der Karbonatumkrustung (mit Muschelsplitter) nach der Sedimentation Isenbüttel 5, 1574,4 m T.

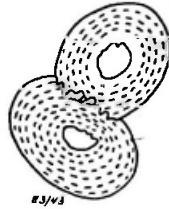


Abb. 70  
„Drucksutur“ zwischen zwei Karbonatooiden Bohrg. Isenbüttel 5, 1575,1 m T.

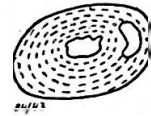


Abb. 71  
Einschluß eines Quarzkorns in die Außenteile eines Karbonatooids

das Vorkommen von „Kalkbrücken“ zwischen zwei benachbarten Ooiden (Abb. 72) ist kaum anders als durch Fortwachsen der äußersten Teile der beiden Ooide im Schlamm nach der Sedimentation zu erklären. Daß aber nicht die ganze Oolithbildung auf konkretionäre Vorgänge nach der Sedimentation zurückgeführt werden kann, wird durch die Tatsache bewiesen, daß umkrustete und nicht umkrustete Kerne von gleicher Zusammensetzung (z. B. zwei benachbarte verschieden große Eisenerzooide) im gleichen Dünnschliff vorkommen können. Das beweist auch die von den Kalkooiden vollkommen verschiedene Erscheinungsform echter konkretionärer „Sphärolithe“ in anderen meist kalkig tonigen Gesteinen.

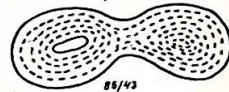


Abb. 72  
Brückenförmige Verschmelzung zweier Karbonatoide

Die Thermalpisolithe, wie etwa der Karlsbader Erbsenstein, sehen im Dünnschliff wesentlich anders aus als die Rogensteine und sonstigen Kalkoolithe. Sie sind vorzüglich geregelt und bestehen aus feinfasrigen, radial angeordneten Aragonitnadeln, zwischen die sich nach außen hin oft neue Faserbüschel als Kugelsektoren einschleichen. Auch die konkretionären Sphärolithe sind meist geregelt, wenn auch viel grobkristalliner. Rogensteine verdanken ihren radialen Aufbau, der durchaus nicht immer vorhanden ist, offensichtlich einer diagenetischen Sammelkristallisation. Kleinste Karbonatpartikelchen haben sich zunächst regellos an die wirbelnden Kerne angesetzt, daher auch die oft bis ins Opake gehende Trübung des Schalenbaues, die die Folge einer fast ultramikroskopischen Aggregatbildung stark lichtbrechender Körnchen ist („undurchsichtig wie feingepulvertes Glas“). Ob diese Partikelchen ursprünglich Kalzit oder Aragonit oder, was das Wahrscheinlichste sein dürfte, kolloides  $\text{CaCO}_3$  waren, würde sich nur durch Röntgenanalyse nicht umkristallisierter Ooide, die aber sehr selten sind, erkennen lassen. Während frühzeitige Sammelkristallisation zu radialem Aufbau der Rinde führt, kann eine gelegentliche spätere, die oft nur Teile der feinstkörnigen primären Kalkkruste er-

greift, zur Bildung eines einheitlichen Kalzitindividuum führen (Abb. 73). Sicher ist wohl, daß die Karbonatoide sich aus Bikarbonatlösung ausgeschieden haben, das beweist schon die oft recht deutliche randliche Anfressung der Quarzkerne oder etwaiger Eisenoxydkerne und Silikatooidkerne (Abb. 74, 75 und 76). Selbst gangförmiges Durchgreifen der Kalkumkrustung durch das als Kern dienende Silikatooid kommt vor (Abb. 77).



Abb. 73  
Rekristallisation  
eines Teils einer  
Karbonat-  
umkrustung um  
ein Silikatooid

Wo Karbonatumkrustung einen Kalkkern umgibt, zeigt sich der Innenrand der Krustenbildung meist bei starker Vergrößerung mit dem Kalkkern lappig verzahnt.

Einen primären Eisengehalt vieler Kalkoolithe ergibt oft die Analyse, und da teilweise (!) in solchen Fällen die Grundmasse eisenfrei ist, dürfen wir annehmen, daß der Kalk dieser Krusten oft ankeritisch ist. Das beweist auch die starke Eisenausscheidung, die viele Karbonatoolithe bei der Verwitterung erkennen lassen. Beweise für rein sideritische Natur der primären Oolithbildung (also ohne spätere Metasomatose) wurden nicht gefunden.

Sehr häufig ist eine Kombination von karbonatischer und oxydischer Oolithbildung. Sie beschränkt sich nicht etwa nur auf eine Mischung von Kalkooiden mit Eisenerzgeröllchen (Ton-eisensteinkörnchen oft mit Liesegang-Ringen) oder mit Eisenoxydooiden, sondern das einzelne Ooid besteht oft aus abwechselnden Schalen von Karbonat und Oxyd (sehr schön in der Achimbohrung 16 165,5 m T., Lias  $\gamma$ ). Der einfachste Fall ist der, daß Kalkoide von außen herein ferretisiert sind, und zwar in einer eisenfreien Grundmasse, also nicht durch postume Bildung eines eisernen Hutes, sondern durch primäre Vorgänge noch vor der Sedimentation. Dieser äußere



Abb. 74  
Verdrängung eines  
Oxydooids am  
Kontakt mit einer  
Karbonat-  
umkrustung

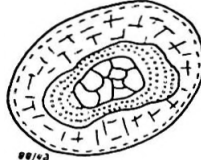


Abb. 75  
Korrosion eines gelben  
Oxydooids unter einer  
Karbonatumkrustung  
Bohrg. Apelnstedt  
311,7 m T.



Abb. 76  
Verdrängung eines  
Silikatooids unter  
einer stengligen  
Karbonat-  
umkrustung.  
Bohrg. Isenbüttel  
5, 1564 m T.



Abb. 77  
Karbonat der  
Umkrustung  
greift gangförmig  
durch ein  
Silikatooid

Eisenoxydsaum von Karbonatooiden kann entweder durch Entziehung von Kalkkarbonat aus eisenhaltigem Kalk vor sich gehen, oder durch Zufuhr von Eisenoxyd auf dem Wege eines Austausches zwischen Kalkkarbonat und Eisenlösung, welche letztere in diesem Fall nicht gesättigt zu sein braucht. Wahrscheinlich kommt beides in der Natur vor. In beiden Fällen müssen wir aber eine Verlagerung von schon gebildeten kalkigen Ooidkörnchen in eine von ihrem Entstehungsraum abweichende eisenreichere Umwelt annehmen.

Daß solcher Wechsel zweifmal vorkommt, Eisenoid, Kalkkruste, Eisenumkrustung, neue Kalkkruste ist natürlich sehr selten, es wurde aber in den vielen hundert

durchgesehenen Dünnschliffen einige Male beobachtet (Oolith des Lias y vom Kahlenberg bei Freiburg i. B.).

Weder würde ein sauerstoffreiches Wasser, das im ersten Fall anzunehmen ist, der Abscheidung vom Eisenkarbonat als Beimischung zu einer Kalkkarbonat-ausscheidung gestatten, noch würde eine karbonatische eisenhaltige Lösung primär Eisenoxyd neben Kalkkarbonat ausfallen lassen. Nur eine leichte Trübung der Karbonatlösung durch (etwa an der sauerstoffreichen Wasseroberfläche gebildeten) Eisenoxydschlamm kann eintreten und ergibt dann jene im auffallenden Licht braune Pigmentierung der Karbonatkruste, die bei der Sammelkristallisation nach Art der Pinolithstruktur zwischen den radialen Kristallindividuen zusammengeschoben wird. Wenn dieser Eisenoxydstaub im Auflicht oft grell rot, nicht braun erscheint, spricht dies dafür, daß die Ausscheidung in ziemlich konzentriert salinarem Wasser vor sich ging.

Im Falle, daß der Eisenoxydgehalt der Kalkooide recht hoch war und lagenweise wechselte, können bei der Ferretisierung durch Kalkabfuhr fast opake Gebilde von wechselnd größerem oder kleinerem Eisengehalt entstehen, die ganz ähnlich aussehen wie ursprüngliche Eisenoxydoolithe. Gegenseitige Wachstumshemmungen, wie z. B. Stylolithbildungen zwischen benachbarten Ooiden, sprechen dann sehr für vereisente Kalkoolithbildung und gegen primären oolithischen Eisenoxydabsatz.

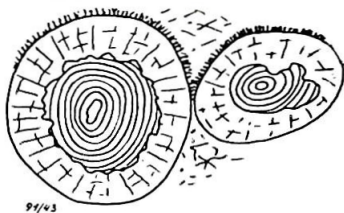


Abb. 78

Stark korrodierte, oxydisch getrübe Karbonatooide unter reiner Karbonatumkrustung. Bohrg. Westerbeck 7, 993,6 m T. Korallenoolith

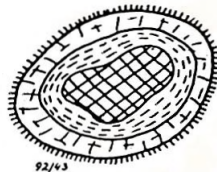


Abb. 79

Analoges Ooid wie Abb. 78 mit Echinoidkern und feinem Kalzitbart

Die Eisenzufuhr (Fall 2) kann man oft daran erkennen, daß nicht nur die Ooide, sondern auch die sie begleitenden Organismenrümpfer, die bestimmt keinen primären Eisengehalt gehabt haben, von außen herein mit brauner oder rötlicher Farbe kräftig vereisent sind. Wenn die Kerne an ihrer Oberfläche vereisent sind, dann aber von reinen Karbonatschalenkrusten umrindet werden, darf man annehmen, daß dieses Karbonat stark eisenhaltiger Ankerit, vielleicht sogar fast reiner Siderit ist.

Dies führt uns zu den gar nicht seltenen Fällen, daß Ooide innen, oder doch im Kern eisenoxydisch, außen karbonatisch sind, also das umgekehrte Bild wie die eben beschriebenen, von außen ferretisierten Kalkooide bildeten. Nicht selten kann man sehen, daß der Eisengehalt des Kernes später etwas ausgewandert ist und die benachbarten Teile der innersten Kalkkrusten etwas mit Eisenoxyd durchsetzt hat. Diese Erscheinung fehlt in den Fällen, wo der Eisenkern nicht aus Oxyd, sondern aus Glaukonit besteht.

Selten ist natürlich ein mehrmaliger Wechsel von Karbonat- und Eisenoxydumkrustung. Man sieht dann im gleichzeitigen Durch- und Schrägauflicht schaligen

Wechsel von vollpakten braunen oder roten Oxydringen und fast opaken grauen Karbonatringen. Manchmal (Bohrung Isenbüttel 10 142,5 m T.) handelt es sich um den Fall, daß ein allogenes Eisenoid als Großkern einer Karbonatumkrustung gedient hat, letztere aber von außen herein später ferretisiert wurde, wie der unregelmäßige Verlauf der inneren Grenze des äußeren Oxydringes erkennen läßt.

Im Korallenoolith der Bohrung Westerbeck 7 (993,6 m T.) fanden sich als recht interessante Bildungen bräunlich trübe eisenreiche Karbonatoide, die an ihrer Oberfläche stark zerfressen, manchmal aber auch ganzrandig einem ziemlich klaren Kalkkoid als Kerne dienten (Abb. 78 und 79).

Aus allem geht hervor, daß rein sideritische Oolithbildung als primärer Absatz recht selten, vielleicht sogar gar nicht vorkommt. HALLEMOND (1925) erwähnt S. 92 Sideritrinden um Ooide, die aber nicht primär zu sein brauchen. Die Oberflächen- und verhältnismäßig starke Bewegung des Wassers, die für jede Oolithbildung unerlässlich ist, läßt einen Absatz des so leicht oxydierbaren reinen Eisenkarbonats nicht zu. Immer entsteht günstigstenfalles mehr oder weniger eisenhaltiger Ankerit oder der Eisengehalt wird durch den Sauerstoffgehalt des bewegten Wassers oxydisch ausgefällt, und es entsteht ein durch Limonit getrübbtes Kalkkarbonat.

### Kalkrekristallisation

Die kalkige Grundmasse unterscheidet sich meist sehr deutlich von der kalkigen oder ankeritischen Oolithbildung. Sie erscheint meist im Vergleich zu den trüben Ooidkrusten auffallend klar und durchsichtig, da sie stets wesentlich gröber kristallin ist als jene, und daher die trübe Durchsicht durch feinkörnige, stark lichtbrechende Aggregate nicht so sehr in die Erscheinung tritt. Dieses mehr oder weniger großkristalline Gefüge der Grundmasse ist aber sicherlich nicht primär, sondern durch Sammelkristallisation eines feinen Kalkschlammes entstanden. Öfters sieht man, daß diese Sammelkristallisation von der Oberfläche der Ooide ausgegangen ist. Wie feiner Rauhreif strahlen Kriställchen von Grundmassekalkzit von den Ooidoberflächen ein Stück weit in die umgebende Grundmasse hinaus und werden erst weiterhin durch ein Pflaster größerer verzahnter Kalzitindividuen ersetzt (Bohrungen Westerbeck 2 und 7, angedeutet in Abb. 78 und 79 S. 51). Auch das gewissermaßen umgekehrte kommt, z. B. im Keuperrogenstein von Bohrung Tempelburg vor, daß rings um die einzelnen Ooide die Grundmasse zwar ebenfalls gleichkörnig kristallin, aber wesentlich grobkörniger ist als abseits von den Ooiden. Ist die Sammelkristallisation der Grundmasse besonders kräftig vor sich gegangen und hat zu sehr großen Individuen geführt, so greift sie bisweilen mit einzelnen dieser Individuen in die ooidische Karbonatumkrustung vor, kann sogar bei Großkernooiden die ganze Kruste bis auf den Kern durchbrechen und diesen noch korrodieren (Abb. 80).

Oft durchsetzen natürlich Sprünge und Spalten die soeben diagenetisch verfestigte Grundmasse und sind dann später mit neuer lateral-sekretionärer Kalzitmasse erfüllt. Diese Kalzitadern erkennt man an der noch größeren, meist absoluten Klarheit und Einschlußlosigkeit der Kristalle. Die Spältchen werden durch die festeren Ooide bei ihrem Aufreißen abgelenkt und umschmiegen daher gern die Ooide an deren Oberfläche, nur selten dringen sie in die Ooide hinein (Abb. 81). Zwillingstreifung des Grundmassekalkzits ist selten. Im Lias 8 am Keilberg bei Regensburg wurde der eigenartige Fall beobachtet, daß die Kalzitkristalle der Grundmasse verzwilligt sind, die ebenfalls umkristallisierten, darin eingeschlossenen Echinodermereste aber nicht. Ursache ist wahrscheinlich, daß die Echinodermerharteile be-



kanntlich schon bei ihrer organischen Entstehung als einheitliche Kristallmasse entwickelt sind, während die neugebildeten Kristalle der Grundmasse durch einen Druck in statu nascendi den Zwillingsbau angenommen haben.

Manche Ooide haben sich wohl auch durch Schrumpfung ganz aus der Grundmasse herausgelöst und sind dann ringsherum von einer schmalen Zone sekretionären klaren Kalzits umgeben. Manchmal erfolgt die Neubildung des Kalzits nur an einem kleinen Teil des Ooidumfangs in Form eines warzenartigen klaren Kalzitnestes, während der größte Teil der Grundmasse an dem Ooid durch Ton getrübt, feinkristallin unmittelbar am Ooid anliegt.

Bei starker Beteiligung von Tonpartikeln in der Grundmasse kommt es nicht zur Bildung eines zusammenhängenden Kalzitpflasters, sondern die durch Sammelkristallisation gebildeten Karbonatkristalle liegen als rhomboedrische, meist winzig kleine Kriställchen in einer tonigen Masse. Solche „Rhombodermergel“ gehören zu den gewöhnlichsten Gesteinen, in die sowohl Karbonat als Eisenerzooide eingestreut sein können. Auch sehr viele Toneisensteine erweisen sich bei starker Vergrößerung als solche Rhombodermergel mit oft ganz dicht aneinander gepackten Siderit-rhombodern, zwischen denen die Tonsubstanz nur schmale Häutchen (Intergranularfilme) bildet.

Bei der Kalksammelkristallisation wird das silikatische Grundmassiegel, wo es neben Ton oder allein vorhanden ist, nicht nur pinolithisch zusammengesoben, sondern es tritt auch kurze Wanderung durch vorübergehende Auflösung (Peptisierung) und baldige Wiederausfällung ein. So erklären sich wahrscheinlich (BERG, 1921) die Rundungsgestalten der ursprünglich plump linsenförmigen Kalkeinlagerungen (Rognons) im Grauen Lager des Minettebezirks und der oft recht deutlich „mikrometasomatische Kampf um den Raum“ zwischen Kalk und Eisensilikat (ebda. S. 123).

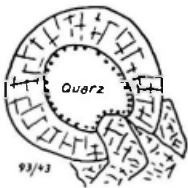


Abb. 80  
Großkristalline Kalzitmasse dringt durch eine Karbonat-umkrustung und in deren Quarzkef'n ein



Abb. 81  
Unregelmäßige radiale und konzentrische Sprünge in Karbonatooid, Hohenassel 1. 736,5 m T.

Viele tonreiche Grundmassemergerl enthalten feine Serizitschüppchen (SCHNEIDERHÖHN, Erze von Wasseralfingen) und, wenngleich selten, sogar grobe Muskovitfitter. In Toneisensteinen fand sich gelegentlich (Zapniow, Generalgouvernement) stark ferretisierter Biotit. Durch sehr starke Beteiligung von scharfeckigen kleinsten Quarzkörnchen können die Grundmassemergerl in tonigen Feinsand (Schluff) übergehen. Oft bestehen die klastischen Bestandteile auch aus Kalkkörnchen, so daß, allerdings in selteneren Fällen, eigentliche Kalksandsteine, aus Kalksand aufgebaute Sandsteine, sich ergeben. In einem solchen Gestein fand sich ein deutlicher Grabung eines den Schlamm des Strandes durchwühlenden Tieres (Neocomerz von der Finkenkuhle bei Salzgitter). Er hebt sich von der Umgebung im Dünnschliff durch hellere Farbe (größere Lichtdurchlässigkeit) und gröber kristallines Gefüge des Grundmasseskalzites hervor. An einer, wahrscheinlich der oberen, Grenze des horizontalen Grabganges hat sich dessen Füllung vom normalen, nicht durchwühlten Grundmasseschlamm etwas losgelöst und der Hohlraum ist durch klare Kalzitkristalle erfüllt, so daß sich jetzt hier ein schmales Trümchen von hellem sekretionärem Kalkspat an der Grenze des Grabganges entlang zieht.

Feinsandige Sedimente mit eisenoxydischer Grundmasse enthalten natürlich, wenn sie überhaupt oolithführend sind, immer nur Eisenoxydoide. Rein oxydische Grundmasse fand sich in Schlfen von Chrbina bei Nutschitz, Wahana und St. Remy.

Interessante Beiträge zum Studium der Kalksammelkristallisation boten die zahlreichen Rogensteinlager, die in dem außerordentlich mächtigen Profil des Buntsandsteins in der Bohrung Schubin eingeschaltet sind. Sie sind in ihrer primären Ausbildung von den Rogensteinen des nordwestdeutschen Buntsandsteins nicht verschieden, meist sind sie allerdings von auffallend geringer Korngröße. Mit zunehmender Tiefe (die unterste Rogensteinlage wurde in 1549 m T. erbohrt) gehen sie mehr und mehr in kristallinen Kalkstein über. Die Ooide sind aber dabei vermöge des ihnen eingelagerten schalenförmig angeordneten Eisenoxydstaubes oft noch überraschend deutlich als solche kenntlich, aber die konzentrisch ringförmige Zeichnung geht unbekümmert um den jetzigen großkristallinen Bau aus einem Karbonatkorn in die benachbarten über.

Sehr verbreitet ist in diesen Kalken intergranularer Anhydrit, der stellenweise in ausgedehnten Nestern zwischen den neugebildeten Kalzitkristallen eingewachsen ist. Bei sehr reichlichem Vorhandensein des Anhydrits liegen dann Karbonatrhomboeder einzeln oder zu kleinen Gruppen vereinigt im Kalziumsulfat eingebettet.

Die feinen konzentrischen Ferritstaubbzonen gehen auch hier aus Anhydrit in Kalkspat und umgekehrt, unbekümmert um die Mineralgrenzen über. Wenn die Staubringe von Eisenoxyd fehlen, ist der Feinbau der ehemaligen Ooide natürlich

nicht mehr zu sehen. Ein Gestein, das dem unbewaffneten Auge deutlich oolithisch erscheint, dunkle Kügelchen allerdings mit unscharf verwaschenen Grenzen in hellerer Grundmasse enthält, erweist sich dann u. d. M. im Dünnschliff als gleichmäßig kristalliner Kalkstein, in dem nur rundliche Klumpungen etwas trüberer Kristalle in einer klareren Grundmasse liegen. Beim Betrachten des Dünnschliffes namentlich mit stärkerer Vergrößerung, die keine Übersicht über große Teile des Präparates gestattet, würde man gar nicht auf den Gedanken kommen, daß ein megaskopisch als solches kenntliches Oolithgestein vorliegt. Nur hier und da gelingt es noch, undeutliche Teilbögen des konzentrischen Schalenbaues zu sehen, oder einzelne Partien trüberen Kalzites zeigen Spuren einer konzentrischen Anordnung dadurch, daß 4—5 plumpe Karbonatindividuen ziemlich gleichmäßig um einen Kern kranzförmig angeordnet sind (Abb. 82, Probe aus 1183 m T.). Manchmal sind die Kerne vollkommener rekristallisiert als die Schalen. Es

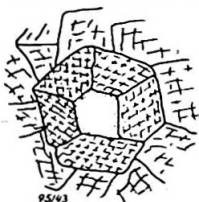


Abb. 82  
Ringförmige Anordnung trüber Karbonatkörnchen in klarer Grundmasse als Rest eines rekristallisierten Ooids, Bohrg.

Schubin, 940—1183  
m T. Rogenstein

liegen dann eckige grobkörnige Kalkpartien in einer Umrundung von feinkörnigen, die noch deutlich den ehemaligen Schalenbau erkennen lassen. Es kommt auch vor (Bohrung Vorhop 4, 1559,6 m T., unterer Teil des Korallenooliths), daß die lange, etwas gebogene Form des großkristallinen Kernes darauf schließen läßt, daß er ursprünglich ein Muschelsplinter gewesen ist.

Natürlich hat der Anhydritgehalt, mag er nun ursprünglich im Kalksediment vorhanden gewesen oder aus sulfatreichen benachbarten Schichten erst später zugewandert sein, seine jetzige Anordnung im Kalk erst bei der Diagenese erhalten. Dabei sind öfters ehemalige Kalkooide metasomatisch („mikrometasomatisch“) vom Anhydrit verdrängt worden. Bisweilen war die Verdrängung vollkommen, so daß jetzt durch zarte Ferritringe angedeutete Oolithstrukturen mitten im einheitlich

kristallisierten Anhydrit liegen. Gelegentlich sind aber auch Kalkoide vom umgebenden Anhydrit nur angefressen. Die Grenze zwischen Karbonat und Sulfat ist zackig und eine feine Trübung in letzterem läßt die frühere Grenze des wohlgerundeten Ooids noch erkennen (Abb. 83, 940 m T.).

In Kalksteinschichten aus 1129 und 1148 m T. findet sich auch etwas grünlicher Eisenchlorit. In der Regel tritt er in der Mitte der umkristallisierten Ooide in Form unregelmäßig schuppiger Aggregate tafelförmiger Kristalle auf. Vermutlich handelt es sich um ehemalige Glaukonitkörnchen als Kerne der Ooide, die natürlich ebenso wie der Kalk durch Sammelkristallisation umgewandelt sind. Einen guten Einblick in die Vorgänge bei der Umkristallisation gewährt die Abb. 84, die einem Gestein aus 1148 m T. entnommen ist. Zwei unvollkommen entwickelte Kränze kleinster Pyritkriställchen sowie teilweise Trübungen rhomboedrischer Karbonatkristalle deuten den konzentrischen Bau eines ehemaligen Ooids

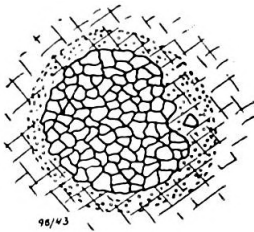


Abb. 83

Völlig umkristallisiertes Kalkooid mit zerfressenen Außenteilen in einheitlich kristallisiertem Anhydrit. Schubin 940 m T.

an, in dessen Mitte ein Aggregat grellgrüner Chloritblättchen eingeschlossen ist.

Im Keuperrogenstein von Tempelburg (Bohrung 3, 252,3 m T.) sind die Schalen der Außenzonen der Ooide weniger durch Eisenoxydstaub als durch Bitumenstreifen kenntlich. Bitumen ist auch in sehr feinflaserigen Streifen in der Grundmasse verteilt. Stets ist das bräunliche, noch etwas durchsichtige Bitumen von feinsten opaken Pyritkörnchen durchstäubt. In der Oxidationszone würden also auch hier ferritische Staubzonen im Ooid entstehen.



Abb. 84

Rest eines Ooids mit zentralem Eisenchlorit, konzentrischen Pyritkränzen und Karbonatrhomboedern in einheitlichem Anhydrit. Schubin 1148 m T.

Aus der Bohrung Bollensee 1 auf Blatt Hardegsen liegt ein feinsandiger Kalksandstein vor, der neben Quarz, Feldspat- und Kalkgeröllchen auch vereinzelte offenbar allogene Ooide führt. Diese sind in verhältnismäßig grobstrahlige Kalzitaggregate umgewandelt. Man erkennt aber den ehemals schalenförmigen Bau dieser auffallend wohlgerundeten Aggregate an einer braunen, eisenhaltigen Rindenbildung, die die Körner außen umgibt, oder die auch in mehrfachem Wechsel lagenförmig innerhalb der Körner auftritt. Auch die Kerne der ehemaligen Ooide sind oft noch deutlich zu beobachten.

### Phosphoritbildung in den Oolithen

Phosphorit wurde namentlich in den Erzen des Harzvorlandes vielfach beobachtet, aber nur ganz selten in Ooidform und auch dann nur in sehr grobschaliger, von den anderen Ooiden sich deutlich unterscheidender Form. Die höhere Lichtbrechung, die in einem viel markanteren Relief an der Schliffoberfläche sich kenntlich macht, unterscheidet neben dem viel größeren Bau die Phosphoritooide sofort von den Opal- und Eisensilikatooiden. Die Isotropie ist vollkommen, denn es handelt sich bei den Phosphatooiden stets um Kollophan, der nach den Messungen HALLIMONDS (1925, S. 35) den Brechungsindex 1,569 hat. Ein doppelbrechender kristalliner Rand — HALLIMOND bezeichnet ihn als Francolit — wurde von mir nie beobachtet.

Viel häufiger als Phosphatooide sind isotrope Phosphatgeröllchen. In einem Schliff aus dem Barrême-Erz vom Eisenkuhlenberg bei Goslar zeigen die Phosphatgeröllchen in ihrem Innern noch die feine Gekrösestruktur, die namentlich für die Varietät Staffelit des Kalziumphosphats bezeichnend ist (vgl. BERG, 1922). Durch diese kann man den Phosphorit oft sofort von dem ihm ähnlichen isotropen Opal oder von ganz blaßgrünen Abarten eines isotropen Eisensilikatgels unterscheiden. BONTÉ (1941, S. 316) fand zusammengesunkene Formen auch an Phosphatooiden. Die wenigen meiner Arbeit zugrunde liegenden Beobachtungen an Phosphaten konnten das nicht bestätigen. In anderen Geröllchen vom Eisenkuhlenberg ist die Struktur des Phosphatgels parallel und ganz feinschichtig, so daß sie an Holzmaserung erinnert. Hier ist das Phosphat so fein von Limonitstaub durchsetzt, daß es fast opak erscheint. Phosphoritgeröllchen aus dem Emscher von der Sophienhöhe am Butterberg bei Harzburg enthalten Reste von ganz feinem organischem Zellgewebe. Phosphatisierte, ehemals kalkige Organismenreste wurden als Geröllchen im Erz der Grenzlerburg bei Salzgitter angetroffen. Auch in dem glaukonitreichen Erz der Bohrung Hahndorf 6 finden sich u. d. M. Phosphoritgeröllchen ohne zentrische Struktur. Verhältnismäßig häufig bildet kolloides Kalziumphosphat auch die Grundmasse feinsandiger, gar nicht selten Ooid führender Sedimente, z. B. gelegentlich im Neocomerz von der Grube Finkenkuhle bei Salzgitter, ganz ähnlich auch in einer an Phosphorit reichen Knolle aus dem Oberen Lager von Schmiedefeld<sup>15)</sup>. Braune scharfeckige, fast isotrope Phosphoritbrocken fanden sich ferner in großoolithischen Thuringit vom Eisenberg bei Saalfeld. Auch CAYEUX erwähnt (Minerais secondaires S. 498 und Abb. 34 Taf. XVI) Knollen von Oxydoiden in Phosphatgrundmasse aus dem Minetteerz von Liverdun.

## V. Chemie der Eisenoolithbildung

Die chemische Zusammensetzung und die mineralogische Natur der silikatischen Eisenerze ist noch in ziemliche Dunkelheit gehüllt. Die Analysen, die z. B. DOELTERS Handbuch der Mineralchemie angibt, weichen beim gleichen Mineral sehr weit voneinander ab. Es liegt dies einmal daran, daß es außerordentlich schwer ist, reines Material von diesen Silikaten zu erhalten. Sie sind ja alle mehr oder weniger kryptokristallin entwickelt, und oft ist es gar nicht möglich sicher zu entscheiden, ob nicht fremde Mineralien, vor allem freie Kieselsäure mechanisch beigemengt ist. U. d. M. sieht man auch sehr oft, daß freies Eisenhydroxyd die submikroskopisch feinen Gemenge durchsetzt, oder auch zwischen die Spaltlamellen der glimmerartigen Mineralien eingeschaltet ist.

Aber auch abgesehen von mechanischen Beimengungen sind die Eisensilikate häufig nicht ganz einheitliche Körper, sondern enthalten isomorphe Beimengungen bzw. fremde Ionen, die Teile des Ionengitters vertreten können. Viele von den Stoffen sind auch kolloidal<sup>16)</sup> und eine einheitliche chemische Zusammensetzung des Materials

<sup>15)</sup> Eine Sammlung von Dünnschliffen Thüringer oolithischer Eisenerz stellte mir in liebenswürdiger Weise Herr Prof. Dr. DEUBEL zur Verfügung.

<sup>16)</sup> Wir müssen unterscheiden einerseits zwischen „kristallinen“, gittermäßig geordneten und „amorphen“, völlig unregelmäßig geordneten Stoffen. Letztere sind meist flüssig, feste amorphe Körper. Gele im strengen Sinne des Wortes, kann man am besten als Flüssigkeiten hoher innerer Reibung definieren (Glas, Leim, Siegelack usw.).

„Kolloide“ Körper sind Zweistoffsysteme von hochdispersen kleinsten Teilchen mit einer im allgemeinen flüssigen Grundmasse. Die feine Verteilung kann sich, besonders bei Stoffen mit großen Molekülen, bis zum „molekulardispersen“ Zustande

verschiedener Fundorte kann dann gar nicht erwartet werden. Es handelt sich vielmehr um gemischte Gele, in denen bald die eine bald die andere Komponente mehr vorwaltet, und außerdem spielen Adsorptionsvorgänge eine sehr große Rolle. Ganz unzulässig wäre es, verschiedene Mineralspezies auf Grund verschiedener Wassergehalte aufzustellen, denn der Wassergehalt ist ja in Gelen besonders schwankend. Mit dem Wassergehalt ändert sich aber auch der Brechungsindex, so daß auch mit genauen Messungen der übrigen meist nur wenig verschiedenen Brechungsindizes keine genaue Definition einzelner Mineralarten zu erzielen ist.

Außerordentlich unbestimmt wie die Zusammensetzungen sind auch die Namen der silikatischen Eisenerzminerale. Sie werden beschrieben unter den Namen Chamosit, Berthierin, Bavalit, Thuringit; Stilpnomelan, Cronstedtit, Morawit; Delessit, Glaukonit, Grenalit, Seladonit, Nontronit. Alle zusammen gehören in die große Gruppe der Leptochlorite, die sich, wie ihr Name sagt, mehr oder weniger eng an die ebenfalls recht komplexe Mineralgruppe der Chlorite anschließt. Für die Chlorite ist ein Gehalt von (fast stets zweiwertigem) Eisen als Vertreter des Mg, sehr selten von dreiwertigem Eisen, als Vertreter des Al, bezeichnend.

BERZ (1926) bezieht die meisten Namen auf verschiedene Vorkommen des Chamosits und sagt es sei Chamosit bei Metz; Berthierin; Chamosit bei Longwy; Bavalit; Chamosit am Lake superior; Grenalit. Letztere Definition dürfte kaum stimmen, da der Grenalit dem Glaukonit viel näher zu stehen scheint als dem Chamosit. Zuzustimmen ist aber, wenn BERZ den Thuringit als das leptochloritische Neubildungsprodukt aus Chamosit (mit geringen stofflichen Verschiebungen) definiert. Seladonit möchte BERZ dem Glaukonit ganz nahe stellen.

Eine endgültige Klärung der Frage nach der Natur der leptochloritischen Eisensilikate ist nur durch röntgenographische Strukturanalyse zu erwarten. Diese hat bereits zur Klärung der ebenfalls in der Mineralogie arg durcheinander geworfenen hochdispersen Aluminiumsilikate, der „Tone“, viel beigetragen. Die Röntgenographie der Eisensilikate, die wegen der geformten Ausbildung in Ooiden noch viel schwieriger ist als diejenige der losen Tonmassen, ist eben erst durch CORRENS und v. ENGELHARDT (1941) in Angriff genommen worden. Die Ergebnisse sind noch gering, aber recht hoffnungserweckend.

steigern. Es handelt sich dann um eine chemische neutrale, nichtionisierte Lösung des Stoffes im Dispersionsmittel. Ein einfaches Beispiel hierfür ist die Zuckerlösung. Bei vollkommenem oder nahezu vollkommenem Verlust des Dispersionsmittels gehen die kolloiden Lösungen („Sole“) in amorphe Einstoffsysteme („Gele“) über. Bestehen die dispergierten Teilchen aus größeren Komplexen als die Moleküle, so können diese entweder selbst amorph sein, wie die Butter in der Milch, wir sprechen dann von „Emulsionen“, zu denen z. B. auch die wässrige Lösung von Kieselsäure ( $\text{SiO}_2$ -sol) gehört, die mit abnehmendem Wassergehalt in den amorphen Opal übergeht. Sehr oft aber bestehen die dispergierten Teilchen auch aus feinsten Kristallgitterteilchen. Diese sog. „Suspensioide“, und nur diese, sind einer Beeinflussung durch elektrische Oberflächenkräfte zugänglich, nur sie können durch ionare Lösungen (Elektrolyte) ausgeflockt werden. Die amorphen Eisensilikate sind wohl ausnahmslos Suspensioide, also schon von Haus aus Aggregate feinsten Kristallelemente. Durch Sammelkristallisation gehen sie in mikroskopisch unterscheidbare Kristallaggregate über. Die damit verbundene Verkleinerung der freien Oberfläche bedingt eine entsprechende Abnahme der Adsorptionsfähigkeit und damit zugleich eine zunehmende Freiheit von chemisch fremden Beimengungen. Die noch gelartigen Ausflockungen werden dann zu kristallisierten Mineralaggregaten (z. B. Übergang von Opal in Chalzedon oder Hornstein bzw. Jaspis).

Die schuppigen Eisensilikate sind nach diesen Forschungen meist nach einem Chloritgitter aufgebaut. Hierher gehören Thuringit, Chamosit und z. T. Bavalit aus der Normandie. Der Chamosit von Schmiedefeld hat höhere Gittersymmetrie als der von Nutschitz. Auch manche Eisensilikate mesozoischer Oolitherze haben in ihrem Gitter Chlorittypus. Das Gitter der Eisensilikate vom Cronstedtitypus entspricht dem des Kaolinitis, wobei jedoch weitgehend dreiwertiges Fe an Stelle des Al getreten ist. Über Nontronit sagt HELLMERS (1942, S. 10), er sei nach CORRENS Eisenkaolin und entsteht analog Kaolin durch Reaktion zwischen  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -sol und  $\text{Si}(\text{OH})_4$ -sol. Nach MATTSON & HESLER (1932) vermindert saures pH die negative, alkalisches pH die positive Ladung. In saurer Lösung ist daher mehr  $\text{SiO}_2$  nötig, um eine gegenseitige Ausfällung zu geben, daher fällt in saurem Wasser Nontronit, in alkalischem reines  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  mit ganz wenig  $\text{SiO}_2$  als instabil aus.

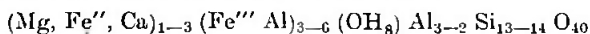
Die Eisensilikate vom Glimmertypus stehen dem Glaukonit nahe. Sie sind sehr schwach doppelbrechend und finden sich vor allem dort, wo silikatisches Bindemittel zwischen den Ooiden vorhanden ist. Bei deutlich blättrigem Gefüge zeigen ihre Röntgen-Interferenzen auffallende Ähnlichkeit mit gewissen Delessiten.

Früher hat man verschiedentlich versucht, für die Eisensilikate Molekülformeln aufzustellen. Wir wissen jetzt, daß dies ein hoffnungsloses Beginnen ist, denn es handelt sich ausnahmslos um Ionengitter, und man kann daher nicht von Molekülen, sondern nur von Elementarzellen sprechen, die mit freien Wertigkeiten endigen, da sie allseitig bzw. bei Schichtgittern, die hier allein in Frage kommen, in zwei Dimensionen mit den benachbarten Elementarzellen zusammenhängen.

Wir wenden im folgenden für das Mineral aller lichtgrünen, schwach doppelbrechenden und in diesem Falle geregelten (festes Kreuz) oder isotropen Silikatoolithe den Namen Chamosit an. Es empfiehlt sich kaum für die isotropen aber konzentrisch schaligen Massen einen anderen Namen einzuführen, da die schwach doppelbrechenden geregelten Ooide ganz offensichtlich mit den isotropen durch Übergänge (schwächste Doppelbrechung) verbunden sind. Wohl ganz mit Recht bezeichnet H. SCHNEIDERHÖHN (1920) den Chamosit als eine bei höherem p-t beständige Zustandsform des  $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ -gels.

BERZ (1926) spricht vielfach von „Brauneisensilikat“ als einem besonderen, wengleich dem Chamosit nahe stehenden Mineral. Das dürfte kaum berechtigt sein. Wir haben gesehen, daß es vielfach durch feinste Limonitflocken braun-gefärbte Chamositooide (oder einzelne derartige Ooidlagen) gibt. Die Einführung eines besonderen Namens für diese Gebilde erübrigt sich daher.

Nicht als Chamosit möchten wir das grüne isotrope Eisensilikatgel bezeichnen, das vielfach in silikatischen Oolithgesteinen zwischen den Ooiden vorkommt. Nach den Untersuchungen von CORRENS & v. ENGELHARDT (1941) steht es dem Glaukonit nahe und nähert sich bei blättrigem Gefüge dem Delessit. Es kurzweg mit der isotropen Modifikation des Glaukonits zu identifizieren, geht wohl aber nicht an. Ein Kaligehalt, der für den Glaukonit als bezeichnend gilt, ist darin noch nicht nachgewiesen, und ist auch durchaus unwahrscheinlich. Dagegen spricht auch, daß dieses Gel beim Auskristallisieren in Delessit übergeht. Es ist also eine isotrope Vorform eines delessitartigen Eisenchlorits. Der Glaukonit soll in seinem Gittertypus dem Glimmer nahestehen, hat aber auch seinerseits enge Verwandtschaft mit dem Delessit. Nach STRUNZ (1941) ist Glaukonit



Nach WINCHELL (1936) soll Delessit 20—40% amesitischen, Al-haltigen Chlorit enthalten. So ist es denkbar, daß die isotrope Vorform des Glaukonits sich von

dem Eisensilikatgel der Oolithgrundmasse nur durch ihren adsorbierten Kaligehalt unterscheidet, der bei der Ausrichtung zu einem Gitter eine größere Annäherung an Biotit als an Delessit bedingt. Auch GAUB hatte erkannt, daß das Eisensilikat der Grundmasse wasserhaltiger als Chamosit und ein sehr labiler Körper ist, „der leicht in Chamosit übergeht“.

Als Thuringit wollen wir die bei kräftiger Diagenese und bei Anchimetamorphose in geregelten Chamositoiden entstehenden kreuz und quer gelagerten Leptochloritblättchen bezeichnen, die in wirrschuppiger Anordnung meist das ganze Ooid ersetzen. Ob eine chemische Umsetzung mit diesem Übergang von Chamosit in Thuringit verbunden ist, ist noch unbekannt. Die meist gleichzeitige Entstehung von Magnetit in Oolithgestein macht es wahrscheinlich, die Gittergleichheit zwischen Chamosit und Thuringit spricht dagegen. In gewissem Sinne ist der Übergang eines Chamositgesteins in ein Thuringitgestein ein ähnlicher Vorgang wie der Übergang eines „Kalksteins“ in „Marmor“. STRUNZ (1941) stellt den Chamosit zur Chloritgruppe, der auch der Thuringit angehört, schreibt aber ausdrücklich: „... gibt Röntgenbilder ähnlich dem Cronstedtit“, und dieser gehört nicht in die Chloritgruppe, sondern in die Kaolinitgruppe. Wahrscheinlich ist Chamosit eine Mischung kleinster Thuringitnizellen mit geringer Menge von Cronstedtitnizellen. Auch die Untersuchungen von CORRENS & v. ENGELHARDT (1941) ergeben ja, daß die kryptokristallinen Eisensilikate öfters „Mischungen von Körpern verschiedenen Gittertypus“ sind.

Über die Art, wie sich im Meere das chamositisch-cronstedtitische Eisensilikat bildet, herrschen sehr verschiedene Ansichten, die mit dem Fortschritt der Kolloidchemie vielfach gewechselt haben. Allgemeine Ablehnung findet wohl die Theorie von GAUB (1910), der sich von der alten Idee einer Entstehung der Eisenoxydoolithe durch Umwandlung von ursprünglichen Kalkoolithen noch nicht freimachen konnte. Er zeigt zwar zuerst die große Unwahrscheinlichkeit der Bildung der Eisenoolithlager durch Metasomatose im Gefolge aufsteigender thermaler Erzlösungen auf, dann kommt er aber zur Auffassung, daß der gesamte Eisengehalt der oolithischen Eisenerzflöze ursprünglich als ein Pyritgehalt des als Ursprungsgestein anzusehenden Kalkooliths zugegen gewesen sei. Unter dem Einfluß sauerstoffhaltiger Sickerwässer sei der Pyrit oxydiert worden und die entstehende Eisensulfatlösung hätte die Kalkoolithe in Eisenoxydoolithe umgewandelt, wobei auch etwas Tonerde aus dem gleichzeitig entstehenden Al-Sulfat in den Ooiden niedergeschlagen worden sei. Das dabei sich bildende lösliche Kalziumsulfat soll abgewandert sein. Silikatoolithe sind erst später aus den so gebildeten Oxydoolithen entstanden.

Diese Theorie verlangt 1. Entstehung von Kalkoolithen mit einem Pyritgehalt von mehr als 60%, da nur aus solchen 30%ige oxydische Eisenerze entstehen könnten; 2. Bildung sehr großer Mengen von Kalziumsulfat, dessen Reste in den Eisenerzoolithen doch vielfach noch nachweisbar sein müßten; 3. sehr starken Volumenverlust der Gesteine bei der Umsetzung, der durch Porosität oder durch Setzungserscheinung erkenntlich sein müßte; 4. irgendeine Erklärung für den seltsamen Vorgang der Umwandlung von Eisenoxyd in Silikat, der umgekehrt wieder eine ganz erhebliche Volumenvergrößerung jedes einzelnen Ooids im Gefolge gehabt haben müßte. Den Vorgang der Oxydation des Kieses denkt sich GAUB unmittelbar nach der Sedimentation erfolgt. Das setzt aber eine regelmäßig eintretende grundlegende Änderung der Umwelt in den Lagunen aus reduzierender (Schwefelkies bildender) in oxydierende (Schwefelkies zerstörende) voraus.

Neuere Forscher sind sämtlich der Ansicht, daß sich die Silikatoolithe sowohl als die Oxydoolithe primär aus dem Meerwasser, das an dieser Stelle ungewöhnlich

viel Eisen in Lösung hielt, niedergeschlagen habe. Über die Ursache dieses Niederschlags und den kolloidalchemischen Vorgang, der sich dabei abspielt, bestehen aber noch große Meinungsverschiedenheiten, die um so schwerer zu klären sind, als wir ja eine Stelle, an der sich in der Jetztzeit Eisenoolithe bilden, nicht kennen, den Vorgang also nicht in der Natur beobachten können. Die Bildung der See-Erze in den skandinavischen Seen geschieht unter so offenkundig anderen Umständen, daß wir Analogieschlüsse daraus nur mit äußerster Vorsicht ziehen dürfen.

Eine naheliegende Ansicht, die vielfach geäußert worden ist, beruht auf der Tatsache, daß Kieselsäuresol einerseits und Eisenoxydsol und Tonerdesol andererseits entgegengesetzte Ladung haben und sich daher gegenseitig ausfällen. Hier liegt die Schwierigkeit aber darin, daß beide an getrennten Orten entstehen müßten und erst am Ort der Ausfällung zusammentreffen dürften, was keinesfalls angenommen werden kann, da beide der Verwitterungszone der angrenzenden Festlandsgesteine entstammen. Möglich wäre noch, daß beide durch Schutzkolloide, man könnte dabei an Humusstoffe denken, inaktiviert sind, daß diese Schutzkolloide in der Elektrolytlösung des Meerwassers ausgeflockt werden und die beiden Kolloidstoffe nun aufeinander wirken können. Die ausgeflockten Humusstoffe müßten dann aber in größeren Mengen nachweisbar sein.

Auch eine unmittelbare Fällung des Eisengehaltes durch Elektrolyte ist nicht wahrscheinlich. Die Vorgänge wurden sehr eingehend von MOORE & MAYNARD (1929) untersucht. Seewasser flockt gelatinöse  $\text{SiO}_2$  aus. Mit Lösungen von Mg-Salzen entstehen dabei kolloidale Mg-Silikate. Nie wird  $\text{SiO}_2$  durch NaCl restlos ausgeflockt,  $\text{MgSO}_4$  wirkt sogar etwas stabilisierend auf  $\text{SiO}_2$ -Hydrosol. Bei gegenseitiger Ausfällung von Eisenoxyd- und Kieselsäuresol scheidet sich erst die Hauptmasse des Eisens mit viel  $\text{SiO}_2$ , dann fast reines  $\text{SiO}_2$  aus. Wir können Ausflockung durch Elektrolyte für die Humus-Eisenoxyd-Kolloide, die von humusreichem Flußwasser („Schwarzwasser“) in großen Mengen in den Ozean getragen werden, annehmen und manche führen die Bildung des Rotschlicks am Meeresboden auf diesen Vorgang zurück. Die regionale Verbreitung des Rotschlicks z. B. vor der Mündung des ausgesprochen humusreichen Amazonenstroms spricht sehr für diese Annahme. Nach CORRENS (1942, S. 52—53) ist der Rote Tiefseeton aber zumeist nicht unmittelbar ausgeflockt, sondern ein Lösungsrückstand von Anhäufungen großer Mengen von Foraminiferen, die in ihren Kalkschalen 0,16—0,65%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  enthalten. Aber die Eisenoolithe bilden sich offensichtlich im mehr oder weniger kalkabscheidenden Wasser, besonders gern in Lagunen hinter Riffen und Muschelbänken, wenn sie auch in diesen Lagunen gern an stillen Wasserstellen in schlammigen Mulden zwischen Sandwällen angereichert werden. Auch enthalten die Ooide alle Kieselsäure, die Silikatoide gebunden, die Oxydoide in feinsten Verteilung in den Schalenbau eingelagert. Beide Sorten hinterlassen beim Lösen in Salzsäure Kieselskelette, die Oxydoide als von Limonit befreite Einlagerungen, die Silikate als „gelatinösen Kieselsäurerückstand“ (wie viele andere durch Saure zersetzbare Silikatminerale). SCHNEIDERHOHN zeigte (1924, S. 79), daß nur ein Teil der analytisch nachweisbaren Kieselsäure in dieser Form beim Auflösen von Silikatooiden zurückbleibt. Kieselsäuresol ist ein hydrophiles Emulsoid (vgl. S. 57) und wird durch Elektrolyte nicht geflockt.

Man hat auch den Gedanken ausgesprochen, daß ursprünglich Tonerdesilikat niedergeschlagen worden sei, und sich dies unter dem Einfluß des gleichzeitig in den Lösungen vorhandenen Eisens in tonerdehaltiges Eisensilikat umgewandelt hätte, denn Tonerdegehalt ist in dem Silikat- wie in den Oxydooiden immer nachweisbar. Solche Ansichten wurden vor allem durch HALLIMOND (1925) vertreten. Dem wider-



spricht aber, daß wir eine solche kaolinitische Ausfällung, wie sie in diesem Falle als das primäre angenommen wird, sonst nirgends in marinen oder brakischen Strandlagunen kennen. Noch viel weniger kennen wir eine Oolithbildung aus Tonerdesilikaten. Kaolinite bilden sich immer schon auf dem Festlande und werden dann in feiner Verteilung, aber nicht in Lösung, auch nicht in kolloider Lösung, sondern mechanisch „als Trübe“ dem Meere zugeführt.

Es ist daher weitaus das Wahrscheinlichste, daß die ooidbildenden Eisensilikate oder Oxyde schon als solche hochdispers im Meerwasser gelöst sind, aus dem sich im Wellenschlag die Oolithe bilden<sup>17)</sup>. Ursache ihres Ausfallens bei Mischung der Verwitterungslösungen mit dem Meerwasser ist nicht die Ausflockung eines humoiden Schutzkolloids, nicht gegenteilige Ausflockung positiv und negativ geladener Kolloidteilchen, selbstverständlich auch nicht etwa eine Verdunstung des Wassers oder ein Entweichen von Bikarbonat-Kohlensäure, sondern höchstwahrscheinlich die Änderung des pH-Wertes. Die Verwitterungslösungen sind stets sauer und saure Lösungen können alle Arten von kolloiden Eisenverbindungen weitgehend in Lösung halten. Meerwasser ist stets schwach alkalisch. Also ist mit dem Eintritt ins Meer eine starke Erhöhung des pH-Wertes des Lösungsmittels verbunden.

Der wichtigste Vertreter der Ansicht von der unmittelbaren Ausfällung fertig gelöster Silikate aus kolloider Lösung ist PALMQUIST (1935). Er stellt sogar weitgehende Hypothesen über den chemischen Aufbau dieser kolloid gelösten Silikate auf. Er nimmt an, daß bereits  $\text{Fe}''\text{Mg}$ -Silikat und  $\text{AlFe}'''$ -Silikat dispers gelöst waren oder in Anlehnung an HALLIMOND, daß hochdisperser Kaolinit ( $\text{Al}_2(\text{OH})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}$ ) oder Halloysit ( $\text{Al}_1(\text{OH})_8\text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ ) sich noch in dispers gelöster Form in Chamosit oder Strigovit umgesetzt hat, denn die Regelmäßigkeit des Verhältnisses  $\text{Fe}''\text{-Fe}''' : \text{SiO}_2$  scheint ihm zu beweisen, daß sich diese 3 Stoffe nicht gegenseitig ausgeflockt haben. GUNDLACH<sup>18)</sup>, der sich den Ansichten PALMQUISTS im wesentlichen anschließt, ist sicher, daß solche  $\text{Fe}$ -Silikat-Sole bei höherem pH als eine Eisenkarbonatlösung noch beständig sind. Er sieht in der zeitlichen Aufeinanderfolge der Bildung von Kohle, Eisenkarbonatgestein, Eisensilikatoolith und Eisenoxydoolith, wie man sie in den Lagerstätten Schonens beobachten kann, den Übergang von saurem Humuswasser zu neutralem bis schwach alkalischem Meerwasser, und sieht ebenfalls in dieser Wandlung des pH-Wertes die Ursache der dortigen Eisenoolithbildung.

Das Mikroskop lehrt uns auch, daß die ultramikroskopisch kristallinen Silikatoide ebenso geregelt sind wie diejenigen, die deutlich tangential geordnetes Blättergefüge zeigen. Also waren auch die ultramikroskopischen dispersen Teilchen schon echte Chamosit- (und teilweise Cronstedtit-) Kriställchen. Das spricht sehr für die Ansicht PALMQUISTS und gegen die Ansicht SCHNEIDERHÖHNS, daß die erste Ausscheidung ein gemischtes Gel gewesen sei, das später (frühdiaogenetisch) in die stabilere Form der Chamositblättchen überging, wenn wir nicht als „Gel“ das Suspensoid ultramikroskopisch kleiner Chamositkriställchen und als „Übergang in Chamosit“ die Ausbildung größerer Chamositblättchen durch Sammelkristallisation bezeichnen wollen. Es läge auch kein rechter Grund für die Regelung der ultramikroskopisch fein aufgebauten Ooide vor, die ohne weiteres verständlich wird,

<sup>17)</sup> CORRENS (1942 S. 57) bezweifelt die Möglichkeit des Vorhandenseins von Silikatlösungen im Meerwasser, da alle Oolitherze deutlich reich an Lebewesen sind, das Wasser daher reich an Sauerstoff gewesen sein müsse. Er nimmt frühdiaogenetische Silikatbildung im Schlamm an.

<sup>18)</sup> Manuskript in den Archiven des Reichsamts für Bodenforschung.

wenn wir annehmen, daß die schon in der Lösung hochdispers verteilten Chamositpartikel Blättchenform haben und sich flächenhaft an die Oberfläche des wachsenden Ooids agglutinieren. Auch daß die eigenartigen Verzerrungen beim Zusammen-sinken der gelatinös-schaligen Kügelchen die Regelung nicht aufheben, ist viel leichter verständlich, wenn wir annehmen, daß das Imbibitionswasser nicht zwischen isodiametrischen, sondern zwischen bereits geregelt angeordneten, blattförmigen Partikeln eingeschlossen war.

Nun sehen wir aber an den Oolithen, in denen die Ooide in einer isotropen grünen Silikatgrundmasse eingeschlossen sind, daß nicht alles Eisensilikat sofort an die wachsenden Ooide agglutiniert, sondern daß ein Rest in Lösung bleibt und erst wesentlich später noch höher dispers, anscheinend amorph zum Ausfallen kommt. Dieses Grundmassesilikat hat eine chemisch etwas andere Zusammensetzung als das in den Ooiden fixierte. Nur wenn die Bewegung des Wassers völlig aufhört, kann dieser Schleim sich zu Boden setzen, andernfalls geraten die Ooide in den schneller sedimentierenden Kalkschlamm und werden in diesen eingebettet. Der „Restschleim“, wie wir ihn in Anlehnung an den Begriff des „Restmagnas“ nennen könnten, ist auch noch wesentlich wasserreicher als die Ooide. Der Volumenschwund ist beim Eintrocknen viel größer als bei jenen. Es bilden sich die Girlanden an der Oberfläche der Ooide (vgl. S. 11). Wahrscheinlich ist er auch leichter peptisierbar, als der Chamosit, wie uns die Vorgänge bei der Ausbildung der Rognons (vgl. S. 33) zeigen. Chamosit wird, wenn er sich einmal geregelt an der Ooidoberfläche angesetzt hat, nicht ohne weiteres vom Wasser wieder gelöst.

CORRENS & v. ENGELHARDT schreiben: „Die Eisensilikate vom Glimmertypus stehen dem Glaukonit nahe. Sie finden sich vor allem dort, wo silikatisches Bindemittel zwischen den Ooiden vorhanden ist. Bei deutlich blättrigem Gefüge zeigen ihre Interferenzen auffallende Ähnlichkeiten mit gewissen Delessiten<sup>19)</sup>.“ Wir sahen aber, daß sich Delessit bei der Sammelkristallisation aus dieser Grundmasse bildet.

Es scheint daher durchaus berechtigt die Arbeitshypothese aufzustellen, daß dieser „Restschleim“ auch das Ursprungsmaterial des Glaukonits ist. Seine leichte Beweglichkeit, seine vermutliche Peptisierbarkeit bewirken, daß er viel weiter ins freie Meer hinausgetragen werden kann als der Chamosit, und sich in den gewaltigen Wassermassen des freien Ozeans so fein verteilt, daß die ozeanische Hauptmasse der Hydrosphäre der bei weitem eisenärmste Teil der Gesamterde ist<sup>20)</sup>. Ob der Restschleim schon ursprünglich die glaukonitische, d. h. kalihaltige und an dreiwertigem Eisen reiche Zusammensetzung hatte, oder ob er diese vielleicht erst später erhielt, ist fraglich. Zumindest die Aufnahme des Kalis erfolgt wohl sicher erst draußen bei längerem Aufenthalt im Meere durch Adsorption. Möglich wäre es, daß auch hier im Meere erst eine Umwandlung aus reinem Ferrosilikat in vorwaltetendes Ferrisilikat erfolgt. BERZ (1921, S. 86) möchte annehmen, daß der Gehalt an dreiwertigem Eisen im Glaukonit erst nachträglich einem ursprünglich rein

<sup>19)</sup> STRUNZ (1941) rechnet allerdings den Delessit zu den Mineralien der Chloritgruppe und bringt den Glaukonit als Anhang zur Glimmergruppe, weil er „eine mit den Glimmern fast identische Struktur“ hat.

<sup>20)</sup> Gehalt des Meerwassers an Fe in echter Lösung:

	2 $\gamma$ im kg = 2 : 1 000 000 000
einschließlich Kolloiden	0,02 mg im kg = 2 : 100 000 000
im reinsten Quarzsand	50 mg im kg = 5 : 100 000

nach CORRENS (1942 S. 47), d. i. 2500 mal soviel wie im Meer. Fe im Süßwasser 1 % des gelösten, im Meerwasser 0,0003 % des gelösten, d. i.  $\frac{1}{3300}$  wie im Süßwasser.

ferrosilikatischen Material zugeführt worden ist. Jeder Glaukonit enthält übrigens nach DOELTERS Mineralchemie neben dreiwertigem auch zweiwertiges Eisen, und das Verhältnis  $Fe^{2+} : Fe^{3+}$  ist sehr wechselnd<sup>21)</sup>.

Eine Schwierigkeit liegt noch darin, daß man nach der hier vorgebrachten Arbeitshypothese annehmen könnte, aller Glaukonit müßte ein Restbestandteil einer Chamositbildung sein. Wenn wir aber annehmen, daß die echt glaukonitische Natur erst im freien Ozean erworben wird, so wäre es möglich, daß bei sehr geringer Eisenkonzentration der einströmenden Lösungen, d. h. unter normalen Verhältnissen, sich nur die hochdisperse Modifikation des Grundmassegels (bzw. der „Restschleim“) bildet.

So wird unter normalen Verhältnissen der letzte vom Lande stammende Eisengehalt des Meerwassers ziemlich weit draußen, aber immer noch im Bereich des Kontinentalschelfs, als Glaukonit verfestigt. Nur bei starkem Eisenüberschuß und beim Vorhandensein brakischer Lagunen wird der größere Teil des Eisens vorher schon als chamositischer Silikatoolith niedergeschlagen.

Dieser Arbeitshypothese widersprechen nun allerdings grundlegend die Beobachtungen GALLIHERS (1935), auf die schon S. 42 kurz eingegangen wurde. Es wurde dort darauf hingewiesen, daß die Pseudomorphosen von Glaukonit nach Biotit eine große Ausnahme sind, und daß die von ihm gebrachten Abbildungen zum Teil durchaus nicht überzeugend wirken. Der Rest läßt sich sehr wohl dadurch erklären, daß sich Glaukonitsubstanz, ebenso wie sie sich gern in Foraminiferengehäusen fängt oder an Gewebefetzen zusammenklumpt, sich zwischen die Lamellen von zufällig herbeigebrachten aufgeblättern Biotittafeln angesiedelt hat. Überdies sind die Verhältnisse an der von GALLIHER beschriebenen Glaukonitfundstelle durchaus ungewöhnlich. Glaukonit bildet sich hier landnahe vor der Mündung eines Flusses. Die meisten glaukonitreichen Proben wurden, aus viel größerer Tiefe landfern, besonders an dem Treffpunkt zweier Meereströmungen, gedredht. Es ist durchaus möglich, daß in dem vorliegenden Einzelfalle die Glaukonitsubstanz durch anlandige Strömung aus landfernerem Gebiet herbeigebracht wurde, und nur die Biotittafeln, an denen sie sich ansetzte, und die sie zuletzt verdrängte, von dem ins Meer einmündenden Flusse herzugebracht wurde. Es ist ferner höchst auffällig, daß auch Feldspatkörnchen beschrieben werden, auf deren Spaltflächen sich Glaukonit, nach GALLIHER zerrieben und dann mechanisch eingeschwemmt, angesiedelt hat. Auch daß die gewöhnliche rundliche Form der Glaukonitkörnchen stets dadurch entstanden sein soll, daß sie als Koproolithen im Darmkanal von Würmern diese Gestalt angenommen haben, ist recht weit hergeholt.

BONTE möchte den Glaukonit aus Kaolinit durch teilweise Verdrängung des  $Al^{3+}$  durch  $Fe^{3+}$  erklären. Dem widerspricht aber die Gitterstruktur, die beim Glaukonit anders ist wie beim Kaolinit. Daß der Kaligehalt aus dem Meerwasser stammt, ist sehr wahrscheinlich, denn man hat beobachtet, daß sich Glaukonit auch vor Küsten findet, deren Hinterland fast völlig frei ist von Gesteinen mit nennenswertem Kaligehalt. Vom Lande stammt also offenbar in erster Linie der Eisengehalt, ein Beweis, daß die Bildung entweder von Glaukonit oder Chamosit

<sup>21)</sup> Im Mittel der angegebenen Analysen 3,3 %, maximal 6,8 % und (?) 10,2 %, minimal 0,9 %; Gehalte unter 2 % sind aber nur selten. Je dunkler grün die Farbe, desto höher der Gehalt an  $FeO$ . Alle Glaukonite führen auch  $Al_2O_3$ , meist 7—9 %, öfters 13—16 %, maximal 22,2 % (?).  $CaO$  und  $Na_2O$  können gelegentlich  $FeO$  und  $K_2O$  teilweise vertreten.  $MgO$  fehlt fast niemals, ist aber immer nur wenig vorhanden.

nur von den Verhältnissen im Meerwasser, nicht von den Gegebenheiten des festländischen Ursprungsgebiets abhängig ist. BERZ (1921) allerdings möchte die Herkunft des Kalis aus dem Meerwasser bestreiten, denn, so schließt er, es müßte ja dann auch der Chamosit kalihaltig sein. Aber Chamosit bildet sich küstennah in mehr oder weniger brakischem Wasser und außerdem ist seine zweifellos geringere Dispersität (submikroskopische Kristalltäfelchen, die sich regeln) einer Adsorption von Kali hinderlich.

Es fragt sich aber, ob der Eisengehalt des Glaukonits überhaupt vom Festlande stammt, oder ob er nicht auf dem Wege der Halmyrolyse (HUMMEL, 1922) aus unzersetzt ins Meer geratenen magmatischen Eisensilikaten ausgelaugt ist. BERZ (1926, S. 496) will die Verschiedenheit von Chamosit und Glaukonit sogar zu der Verschiedenheit zwischen Blauschlick und Rotschlick in Beziehung setzen. Glaukonit soll sich aus dem Eisengehalt von frischem Blauschlick, Chamosit aus dem Eisengehalt von Rotschlick oder eines durch Reduktion von Rotschlick entstandenen sekundären Blauschlicks bilden. Im Rotschlick ist das Eisen als Oxyd festgelegt, es ist also von vornherein unwahrscheinlich, daß sich bei seiner Wiederauflösung oder Peptisierung Silikat bilden könne. Blauschlick ist ein Medium von hohem Reduktionspotential. Daß sich gerade aus ihm der an  $Fe^{+++}$  reichere Glaukonit bilden soll, ist ebenfalls nicht leicht einzusehen, ganz abgesehen davon, daß auch im Blauschlick das Eisen nicht mehr silikatisch, sondern mindestens vorwiegend sulfidisch enthalten ist. BERZ (1926, S. 425—426) nimmt auch Beziehungen der Verteilung von Glaukonit und Chamosit zur Art des Klimas und der Verwitterung an (Glaukonit gemäßigt, Chamosit tropisches Klima). Aber die gelegentliche Mischung beider läßt sich doch unmöglich durch Verschleppung von Glaukonit in die Tropen oder von Chamosit in gemäßigte Zonen erklären.

BERZ denkt sich die Entstehung der beiden Silikate nicht als unmittelbare Umwandlung des Schlickes, sondern als Ausfällung aus dem „Schlickwasser“. Die im Schlick gebildeten Gele werden peptisiert und über dem Schlick im freien Ozeanwasser, in dem ihre Lösung nicht mehr stabil ist, wieder ausgeflockt. Verschiedentlich kommt sowohl Glaukonit als Chamosit in Verbindung mit feinerdigen, im Meerwasser abgesetzten Tuffen vor. HUMMEL (1923) beschreibt solches Vorkommen von Buru, und auch im Nutschitzer Erzgebiet sind feinerdige Tuffe basischer Eruptiva bekannt. Es liegt gar kein Grund vor zu bestreiten, daß auch bei der Zersetzung solcher submariner Tuffe und anderer verhältnismäßig unzersetzt ins Meerwasser geratener Silikatgesteine Eisensilikat im Schlickwasser gelöst werden kann, daß also „Halmyrolyse“ eintritt, und daß dann Chamosit oder Glaukonit wieder ausgefällt werden kann. Die offensichtliche Bindung der oolithischen und verwandten sedimentären Eisenerze zeigt aber, daß in der Regel wohl das verwitternde Festland die Heimat des im Meer wieder abgesetzten Eisens gewesen ist. BERZ (1926, S. 434) stellt die Sache so dar, daß nach HUMMELS Ansicht bei der Glaukonitbildung aus den Silikaten Tonerde und Kieselsäure ausgelaugt wurde, und daß der Glaukonit als Eisensilikat in situ zurückbleibt. Diese Ansicht beruht wohl auf einem Mißverständnis, denn wir kennen keine kompakten Glaukonitlager, sondern immer nur im Sandstein oder Kalk verteilte einzelne Körner.

Es bleibt noch die Frage der Entstehung der Glaukonitkörnerchen und ihres oft u. d. M. deutlich sichtbaren Kristallaggregatbaues. Die Ansicht GALLIHERS, alle Glaukonitkörnerchen seien Wurmkoprolithen, ist wohl von vornherein abzulehnen. Wie kämen auch die Würmer dazu, aus dem Schlamm sorgfältig reine Glaukonitpartikel beim Fraß auszuwählen, während doch alle anderen den Boden durchwühlenden Würmer tonige, gemischte Koprolithen hinterlassen.

Daß der Glaukonit ursprünglich in sehr feiner Verteilung, als zarteste Trübung im Meerwasser ausgeflockt wird, dürfte sicher sein. Er sammelt sich an Stellen an, wo keine Bewegung ihn immer weiter wirbelt, z. B. im Innern von Foraminiferengehäusen, in kleinen Muschelschalen usw., genau so wie der feinste Staub in den vor Luftzug geschützten Winkeln, hinter Bücherreihen usw. sich anhäuft. Wie die Körner entstehen, ist nicht ganz klar. Offenbar sind sie ihrer Form nach als „Klümpchen“ zu bezeichnen. Vielleicht sind es durch spätere Wasserströmungen wieder in Bewegung geratene Teile von Staub- (bzw. Trübungs-) Ansammlungen. Ein gewisses zähes Zusammenkleben der an irgendeinem Ort aufgehäuften „Staub“-Krüstchen ist ja bei der ursprünglich gallertartigen Natur der einzelnen Flocken (Trübungs-flocken) durchaus denkbar.

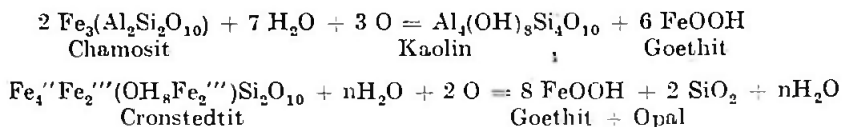
Der feinschuppige wirrkristalline Bau dieser Klümpchen entsteht sicherlich durch spätere, frühdiagenetische Sammelkristallisation. Das zeigt schon die wirrschuppige, niemals schalige Anordnung der Glaukonitkriställchen und die sehr verschiedene Größe, die diese Täfelchen im Verhältnis zum gesamten Glaukonitkorn haben können. Manche Körnchen bestehen aus 10—20 u. d. M. deutlich sichtbaren Einzelkriställchen, andere sind aus feinstschuppiger Masse aufgebaut, deren Aggregatnatur man bei starker Vergrößerung unter + Nikols eben erst feststellen kann, und die aus vielen hundert Einzelkriställchen bestehen muß.

Seladonit soll chemisch und gittermäßig mit dem Glaukonit fast vollkommen übereinstimmen. Genetisch ist eine solche Übereinstimmung für den Seladonit der Mandelsteine wohl kaum gegeben. Sehr wohl kann man aber annehmen, daß das Grünerdepigment gewisser grüner mariner Schichten feynverteilte, nicht zu Klümpchen vereinigte Glaukonitsubstanz ist. Soweit dieser „Pigmentseladonit“ in Blättchenform vorliegt, müssen wir wohl wieder eine frühdiagenetische Sammelkristallisation annehmen.

Grenalit ist chemisch und seinem Gitter nach etwas völlig anderes als Glaukonit. STRUNZ rechnet ihn im Anschluß an den Antigorit sogar zu den Inosilikaten und nicht zu den Phyllosilikaten. Auch die von LINDGREN behauptete nahe Verwandtschaft mit dem Thuringit ist kaum zu vertreten. Allerdings hat Grenalit mit diesem das gleichzeitige Vorkommen von Fe<sup>++</sup> und Fe<sup>+++</sup> gemeinsam, aber Fe<sup>+++</sup> ist im Grenalit deutlich vorwiegend, im Thuringit stark zurücktretend, auch fehlt dem Grenalit vollkommen der Al-Gehalt und darin steht er dem Glaukonit nahe, dessen Al-Gehalt auch viel geringer ist als der des Thuringits und Chamosits. Die präkambrischen Schichten, in denen Grenalit vorkommt, haben unzweifelhaft eine verstärkte Diagenese (Anchimetamorphose im Sinne von HARASSOWITZ) durchgemacht. Außerdem waren in diesen frühen Zeiten die physikalischen Bedingungen (nicht die Gesetze!) wesentlich andere. Der Salzgehalt des Meerwassers war noch gering, die Verwitterungslösungen des Festlandes waren wegen des unentwickelten Pflanzenwuchses noch ganz oder fast ganz humusfrei und aus gleichem Grunde war auch der Sauerstoffgehalt der Luft noch viel geringer als jetzt. ROMWALTER (1941) nimmt an, daß er erst im Karbon entschieden angestiegen sei und sich dem jetzigen Wert genähert habe.

Es fehlt nun noch die Darlegung der Entstehung oxydischer Eisenoolithe. Hier habe ich schon vor Jahren (BERG, 1921) den Standpunkt vertreten, daß sie sich aus denselben Lösungen gebildet haben, aus denen auch die Silikatoolithe entstanden sind, und daß nur die Einwirkung sauerstoffreicheren Wassers für die oxydische Form des Niederschlags auf der Oberfläche des Kerns und weiterhin des wachsenden Ooids verantwortlich ist. Die Tatsache, daß auch die oxydischen Ooide beim Lösen in Salzsäure ein Kieselskelett hinterlassen, und daß in ihnen auch ein Tonerdegehalt

nachweisbar ist, daß also überall zwischen und in den Oxydlagen des Ooids freie Kieselsäure und freies Aluminiumsilikat eingelagert ist, führte zu dieser Anschauung. Die neueren Untersuchungen haben das nur bekräftigt. Die Verflechtung von wechselnder Oxydschalen- und Silikatschalenbildung im einzelnen Ooid ist oft so innig, daß sicherlich nur ein ganz unbedeutender Unterschied in der Zusammensetzung und im Oxydationspotential des Meerwassers darüber entscheidet, ob Oxydoolith oder Silikatoolith entsteht. Ich füge hier ausdrücklich hinzu, daß es sich nicht etwa um eine nachträgliche Oxydation des schon abgelagerten Ooidsilikats handelt. Solche kommt am Ausstrich der Silikatoolithlager natürlich ebenfalls oft vor. Ich schließe mich nicht der Ansicht HUMMELS an, der alle Oxydoolithe aus der Umwandlung von Silikatoolithen herleiten möchte, noch weniger derjenigen von GAUB (1921, S. 91—93), der die Oolitherze durch Umwandlung von Glaukonit erklären möchte. Es handelt sich auch nicht darum, daß die schon gebildeten Silikatlagen an der Oberfläche eines Ooids nachträglich in Eisenoxyd und freie Kieselsäure bzw. Eisenoxyd und Kaolin umgesetzt werden. Auch das kommt vor, daß die Ooide schon zur Zeit ihrer Bildung in sauerstoffreicheres Wasser geraten und dann von außen herein in Oxyd verwandelt werden. Hier handelt es sich darum, daß die einzelne Silikatmizelle, schon ehe sie sich ansetzt in Eisenoxyd und Kieselsäure zerfällt. Die röntgenographische Untersuchung von Oxydooïden durch CORRENS & V. ENGELHARDT ergab, daß merkwürdigerweise das  $\alpha$  FeOOH, das „Nad-eisenerz“ (Goethit) in diesen Ooiden in Blättchenform zugegen ist. Sollte es sich hier vielleicht um kleinste Pseudomorphosen von FeOOH nach Cronstedtit und Chamosit handeln? Die Umsetzung wäre recht einfach zu erklären nach der Formel:



Für die Chamositumwandlung sind dabei nur 5,5% des Gewichts dieses Minerals an Sauerstoff zuzufügen nötig, und für die Cronstedtitumwandlung sogar nur 4% O. Es genügt also ein verhältnismäßig geringer Sauerstoffgehalt des Wassers, um die Umwandlung zu erzeugen.

Dazu kommt, daß nach RUTNER (1942) Eisenverbindungen in sauren Wässern leichter reduzierbar und schwerer oxydierbar sind als in basischen. Der Übergang von humushaltigem Landwasser in schwach alkalisches Seewasser würde also einer Oxydation förderlich sein. Es könnte sogar unter Umständen allein die Erhöhung des pH-Wertes zur Oxydation führen.

In dieser Feststellung liegt auch inbegriffen, daß unter sonst gleichen Umständen die Ausscheidung oxydischer Oolithe wahrscheinlicher ist, als diejenige silikatischer, was durch die größere Häufigkeit der ersteren bestätigt wird. Das häufigere Vorkommen silikatischer Oolithe im Silur und Devon liegt wohl teilweise daran, daß im Altpaläozoikum die Verwitterungslösungen infolge Mangels an Humussäure nicht so sauer waren wie in späteren Formationen. Die mit dem Eintritt der Eisenlösungen ins Meer verbundene „rupture d'équilibre“, die nach CAYEUX (Minerais secondaires, 1922), allerdings wohl in anderem Sinne gedacht, die Ausscheidung der Ooide verursachte, war also damals bei weitem nicht so groß. BONTE (1941, S. 364) glaubt an eine Oxydation der schon gebildeten, aber noch nicht am Ablage-

rungsort gesammelten Ooide. Er schaltet daher zwischen CAYEUX milieu générateur und centre d'accumulation noch ein „milieu oxydant“ ein<sup>22</sup>).

SCHNEIDERHÖHN (1924) möchte noch an eine Möglichkeit nachträglicher Umwandlung von Brauneisenerz in Silikat, zumindest vor der Konzentration zu Ooiden glauben. Dem widerspricht aber die schon von GAUB (1910, S. 507) erwähnte Beobachtung, daß öfters die Kanäle von Echinodermensplittern mit Silikat gefüllt sind, auch wenn die Ooide aus Oxyd bestehen. Diese Beobachtung spricht sehr für den entgegengesetzten Vorgang. Bemerkenswert ist, daß, wie P. SCHNEIDERHÖHN an ausgelesenen Ooiden von Simmelsdorf feststellen konnte, der Gehalt des Oolithgesteins an MnO und P dem Eisengehalt streng parallel geht, während der unlösliche Rückstand dem Eisengehalt reziprok ist.  $Al_2O_3$  und  $SiO_2$  sind nicht durch gleiches Ansteigen und Abnehmen miteinander verbunden, das spricht dafür, daß, wie schon S. 58 vermutet wurde, die Ooide aus wechselnden Gemischen von Cronstedtit (ohne Al, nur mit Si) und Chamosit (mit Al und Si) hervorgehen. Es ist nicht unmöglich, daß in den Oxydoolithen auch bauxitisches Material mit freiem Aluminiumhydroxyd zugegen ist. Dafür spricht einigermaßen der auch für Bauxite bezeichnende, verhältnismäßig ohne Titangehalt (0,1—1,0%  $TiO_2$ ). HARRASSOWITZ (1942) veröffentlichte neuerdings Notizen über sehr bemerkenswerte Übergänge zwischen Silikatoolith und Bauxit von Lagerstätten am Westhang des Urals.

PRATJE (1930) hat in der Nordsee vereinzelt Eisenoxydooide, oder genauer gesagt von konzentrisch-schaligem Limonit umkrustete Quarzgeröllchen gefunden. Leider ist dieses Vorkommen so vereinzelt, daß man eigentlich nicht sagen kann, es sei damit das so lange gesuchte rezente Analogon der Eisenoolitherze gefunden worden. Rückschlüsse auf die Entstehung der oolithischen Eisenerze können wir auf Grund des Aktualitätsprinzips aus diesem Fund um so weniger aufbauen, als die spärlichen Geröllchen in der Strömung ja weithin verfrachtet sein können. Die Grundströmung, in der sie sich fanden, ist sicherlich nicht die Umwelt, in der die Eisenoolithgesteine der älteren Formationen entstanden sind.

Die Frage, ob und inwieweit Eisenbakterien an der Bildung oxydischer Eisenerzoolithe beteiligt sind, ist noch unentschieden. Bisher ist es nicht gelungen, trotz eifriger Forschungen eines so geübten Bakterienkenners wie BAIER (1942, S. 34) sichere Anzeichen dafür zu finden. Fadenförmige organogene Limonitansammlungen erwiesen sich immer wieder als von Limonit erfüllte Kanäle von Bohralgen in ehemaligen Kalkgeröllchen. Solche Geröllchen sind allerdings infolge der gleichzeitigen Rekristallisation des Gerölles und der umgebenden Grundmasse oft schwierig zu erkennen. Gespensterhafte Reste der ehemaligen vereiserten Gerölloberfläche sind aber fast immer nachweisbar und lassen Trugschlüsse vermeiden.

BICHELONNE (1939) hat die Eisenoolithe in 5 Klassen geteilt, die aber mehr vom technischen als vom sedimentpetrogenetischen Standpunkt von Bedeutung sind:

Minerais de précipitation: Das ganze Erz ist an Ort und Stelle ausgefällt. Das Bindemittel besteht ebenfalls aus Eisensilikat.

Intervention détritique: Reichlicher, nicht aus Eisenerz bestehender Detritus, oft als Großkern- oder Rindenoide ausgebildet (vgl. S. 20).

<sup>22</sup>) CAYEUX (Minerais secondaires S. 393—395) hält wohl nicht ganz mit Recht das Barrême des Pariser Beckens für eine echte Süßwasserbildung. Hier wäre dann also die geforderte rupture d'équilibre zumindest in unserem Sinne nicht vorhanden. Er wundert sich, daß diese Süßwasseroolithe den marinen Oolithen so sehr ähnlich sind, und bringt sehr unwesentliche Einzelheiten vor, die auch seine Abbildungen nicht erkennen lassen, um einen generellen Unterschied von den anderen Oolithen glaubhaft zu machen.

Oolithes apportées, Ciment ferrugineux: Die Ooide sind ausnahmslos herbeigebracht und immer hämatitisiert. Grundmasse ist oxydisches Erz.

Oolithes apportées, Ciment sterile: Ebenso; Grundmasse ist Kalk oder Ton.

Ciment rudimentaire: Hämatitooide und Detritus dichtgepackt, ohne wesentliches Bindemittel.

Die Keratophyr-Eisenerze haben ebensowenig wie die Erze vom Lahn-Dill-Typus etwas mit den Oolitherzen zu tun. Gelegentliche körnelige Gefüge sind durch diagenetische Konkretionsbildung entstanden. Wertvolle Untersuchungen HESSEMANNS (1927) haben gezeigt, daß hier das Eisen höchstwahrscheinlich als Eisenchlorid in postvulkanischen Lösungen zugeführt worden ist. Manches spricht allerdings dafür, daß neben solchen postvulkanischen Eisenchloridaushauchungen auch hydrothermale Eisenkarbonatlösungen („Eisensäuerlinge“) bei der Entstehung beteiligt waren. Dennoch ist es auch in den Keratophyr-Eisenerzen manchmal zu eisensilikatischer, leptochloritischer Bindung mit ursprünglicher Gelstruktur gekommen. Das Reduktionspotential war aber so hoch, daß hier bei viel höherer Eisenkonzentration der Lösung neben chloritischen Silikaten viel Magnetit entstanden ist. In sauerstoffreicherer Umwelt entstand aus derselben Lösung massiger Roteisenstein. Die Analogie mit den Bildungen der Oolitheisenerze ist trotz der völlig anderen Genesis und der abweichenden Natur der zuströmenden Eisenlösungen unverkennbar. Hier finden wir die Brücke zu den sedimentären Eisenerzlagern vom Lahn-Dill-Typus, vielleicht auch zu den massigen Eisensilikatlagern der Südsudeten, die uns vor allem KRETSCHMER (1906/07, 1917/18) beschrieben hat, falls nicht in diesen teilweise oder restlos metamorphe Umwandlungen von silikatoolithischen Erzen vorliegen.

Auffälligerweise sind auch die Beziehungen zu den Lagern karbonatischer, rein sedimentärer Eisenerze, die wir wegen ihres stets hohen Gehaltes an tonig-schlammigen Verunreinigungen als Toneisensteinlager bezeichnen, zu den Oolitheisenerzen viel geringer als man zunächst vermuten sollte. Vielfach sind allerdings konkretionär sphärolithische Kügelchen im Toneisenstein als oolithische Übergangsbildungen zwischen Oolith und Toneisenstein beschrieben worden. HALLIMOND (1925, S. 677) unterscheidet sehr streng zwischen Toneisenstein („sideritic mudstone“) und Sphärosiderit mit konzentrisch strahligem Eisenkarbonat, dessen einzelne Kügelchen oft dicht bei dicht liegen und nur durch schmale Tonhäute voneinander getrennt sind.

Genetische Beziehung zwischen Oolitheisenerz und Toneisenstein besteht eigentlich nur in Südschweden und gelegentlich in Pommern. In den Toneisensteinbezirken des Jura im ehemaligen Polen sind nur ganz vereinzelt Ansätze einer schwachen Oolithbildung zu beobachten. Das sehr häufige Vorkommen von Toneisensteingeröllen in den unterkretazischen Trümmereisenerzlagern von Salzgitter hat keine genetische Beziehung zur Oolithbildung. Ein Gebiet von jurassischen, an Einlagerungen von Toneisenstein reichen Schichten ist hier durch Meerestransgression aufgearbeitet worden, und das bei dieser Gelegenheit in Lösung gegangene Eisen wurde in Ooiden wieder ausgeschieden, die nun in der Grundmasse zwischen den Toneisensteingeröllen eingelagert sind.

Auffallend ist das verhältnismäßig häufige Vorkommen von Toneisenstein als Kern im Innern der Ooide, das man nicht nur im Salzgitterer Bezirk, sondern auch anderwärts oft findet. Es erklärt sich wohl dadurch, daß das bei der Verwitterung in Lösung gegangene Eisen auf dem Wege zum Meer in Seen und Tümpeln ver-



schiedentlich zunächst als Karbonat noch einmal ausgeschieden wird<sup>23</sup>). Diese limnischen Toneisenstein-Ausfällungen sind aber sehr ephemere Bildungen. Sie werden bald wieder zerstört und teils als Trümmer, teils in Lösung weiter transportiert. Die Trümmer geben dann die Kerne, die Lösung sondert deren Ooidumrindung ab.

Marine Toneisensteinlager sind nicht Vorgänger, sondern Vertreter der oolithischen Eisenerze. Warum es manchmal zur Bildung von Toneisenstein, manchmal zur Bildung von Silikat- und Oxydoolith im Vorfeld der verwitternden, eisenreichen Festlandgebiete kommt, wissen wir noch nicht. Im Rätlias Schonens findet man eine gesetzmäßige Aufeinanderfolge von paralischen Kohlenflözen, brakischen bis marinen Toneisensteinlagern und Silikatoolithlagern. In Polen gelten die Toneisensteine als limnisch. Sie sind stark umkristallisiert, enthalten eigentümliche einseitig gespitzte Linsen, die von klarem Kalkspatkristall erfüllt sind und wohl am besten als sekretionäre Füllung des durch Verwesung kleiner Ostracoden entstandenen Hohlraums aufzufassen sind (Abb. 85), und führen teilweise auch Gerölle von zu Limonit oxydiertem älterem Toneisenstein. Ähnliche Gebilde findet man auch in den Eisenerzonen des pommerschen Juras (BERG, 1942, S. 112 u. 115). Die Aufeinanderfolge, die wir in Schonen beobachten, spricht für eine allmähliche Abnahme des Humusgehaltes und Zunahme der pH-Werte in den strandnahen Verwitterungslösungen. Der Unterschied in den pH-Werten der karbonatischen und silikatoolithischen Eisenerzsedimentation muß aber recht grundlegend sein, denn in den meisten Fällen finden wir eine recht deutliche regionale Trennung zwischen beiden Sedimenten.

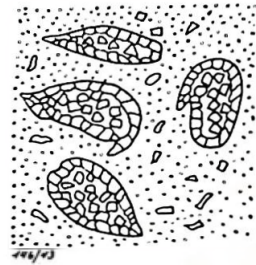


Abb. 85  
Füllung des Raumes  
ehemaliger Ostra-  
coden (?) durch  
klaren Kalzit in  
trübem Toneisenstein.  
Grodisko

Die Entscheidung, ob Silikatoolith oder Oxydoolith sich bildet, ist hingegen nicht so sehr eine Frage des pH-Wertes der Zubringerlösung als eine Frage des Oxydations- und Reduktionspotentials im Ausscheidungsraum, die freilich dann den pH-Wert der Zubringerlösung wieder beeinflussen. Das Analoge gilt von der Entscheidung, ob sich in Tümpeln des Festlandes Weißeisenerz (KRUSCH, 1922) oder Raseneisenerz ausscheidet. Auch Pyritausscheidung ist eine Folge hohen Reduktionspotentials bei genügender Gegenwart von Schwefelwasserstoff, der zumeist organischer Entstehung ist. Pyrit kann sowohl im Toneisenstein als im Silikatoolith angehäuft werden. Im Oxydoolith dürfte Schwefelkies immer erst nach der Sedimentation aus anderen Schichten zugeführt worden sein, denn Sauerstoffgehalt und lebhaft Bewegung des Meerwassers, die wir für Eisenoxydoolith-Bildung annehmen müssen, schließen die Sulfidbildung aus. Bei hohem Oxydationspotential bildet sich also Oxydoolith, bei schwachem Reduktionspotential Silikatoolith und bei ausgesprochenem Reduktionspotential und Gegenwart von CO<sub>2</sub> Toneisenstein, massiger Schwefelkies kann sich aber nur bilden bei extrem hohem Reduktionspotential und Gegenwart von Schwefel bzw. von Schwefelbakterien, die den Schwefelgehalt verwesender Eiweißstoffe mobilisieren.

Der Unterschied zwischen limnischen und marinem Toneisenstein wird recht klar durch eine Beobachtung von PALMQUIST (1935) herausgestellt: Er fand in den

<sup>23</sup>) Auch CORRENS sagt (1942 S. 50) ionar als Karbonat gelöstes Eisen geht fast niemals bis ins Meer. Es wird meist schon auf dem Lande wieder ausgeschieden.

Sideritschichten Schonens 1000 mal soviel Bor, wie sonst in limnischen Kohleneisensteinen enthalten ist. Dieser Borgehalt ist von gleicher Größenordnung wie derjenige des Eisensilikatooliths. Auch die sonstigen Begleitelemente sind im marinen Spateisenstein dieselben wie in den Ooiden. PALMQUIST schließt daraus mit Recht, daß die Spateisensteinlager Schonens im Gegensatz etwa zu den Sphärosideriten und Blackbands der nordwestdeutschen und englischen Kohlenreviere mariner Entstehung und daher nicht als Begleiter, sondern als Nachfolger (im Sinne fortschreitender Transgression) paralischer Steinkohlenflöze anzusehen sind.

Innige Verwachsung eines Gesteins, das man als Toneisenstein bezeichnen müßte, mit Ooiden lag nur vom Burgstall bei Aalen vor, aber hier sind die Ooide oxydisch und das spricht dafür, daß sie sich nicht an der Stelle gebildet haben, an der sie jetzt vorliegen. Ein Oxydationspotential, das die Ooide oxydisch ausfallen läßt, hätte gewiß auch den Siderit zu Oxyd und freier Kohlensäure verwandelt. Dafür spricht es auch, daß im Hangenden und Liegenden dieser Ooid führende Toneisenstein in Sandstein mit sideritischem Bindemittel übergeht. Die Ooide sind dem Toneisenstein ebenso mechanisch zugeführt wie die Sandkörner. Viel häufiger als Ooide kommen Glaukonitkörnchen im Toneisenstein vor. Auch sie sind mechanisch, wahrscheinlich von der Seeseite her durch die andringende Brandung herbeigebracht. Sie können sich in einem Strandgebiet, in dem mariner Toneisenstein entsteht, unzersetzt halten. In sandigen Sedimenten der Strandnähe würden sie wahrscheinlich zu Limonit und freier Kieselsäure oxydiert worden sein. Viele „Eisensandsteine“, Sandsteine mit limonitischem Bindemittel, verdanken wohl ihre Entstehung der Oxydation eines mechanisch eingeschwemmten Glaukonitgehaltes oder Gehaltes an anderwärts gebildetem schlammigen Siderit.

Die diagenetische Umkristallisation des Toneisensteins erfolgt meist nach der Art der schon S. 53 besprochenen „Rhomboedermergel“. Der Siderit vereinigt sich durch Sammelkristallisation zu blastischen, meist sehr kleinen Rhomboedern. Sehr oft tragen diese in der Mitte einen kleinen dunklen Kern, der teils limonitisch, teils auch bituminös ist. Es handelt sich um Kristallisationskeime. Die limonitischen sind wahrscheinlich kleinste, im eisenreichen Seewasser etwas vereisente Kalkpartikelchen. Der tonige ungekörnte Rest zwischen den Rhomboedern kann bisweilen durch Seladonitgehalt bzw. Glaukonitsubstanz im Schrägauflicht lebhaft grün erscheinen.

Der hohe Bikarbonatgehalt des Wassers, aus dem sich der Toneisenstein niedergeschlagen hat, macht sich meist recht deutlich geltend: Kleine organische Reste, wie Muschelsplitter, Echinodermenbruchstücke usw. sind deutlich am Rande angefressen. Hohlräume im Innern von geschlossenen Muscheln sind durch klares, nicht getrübbtes Karbonat ausgefüllt (Dünnschliff aus Achimbohrung 14 16,9 m T.).

## B. Sekundäre diagenetische und postume Umwandlungen

### VI. Sideritisierung und Sideritblastese

Die weitaus häufigste Neubildung in den Eisenoolithgesteinen ist die Bildung von Eisenkarbonat. Sie findet sich in erster Linie in den Silikatoolithen, und zwar hier besonders in denen mit Kalkbindemittel zwischen den Ooiden. In jeder Kalkmasse wird der in den Poren und Intergranularräumen vorhandene Feuchtigkeitsgehalt alsbald zu einer Bikarbonatlösung, und es ist daher sehr leicht erklärlich, wenn die chemisch wenig stabilen Eisensilikate in Eisenkarbonat übergehen, wobei Kieselsäure in Lösung geht.

Die in den Ooiden neu entstandenen Karbonate sind öfters als Kalzit beschrieben worden. Es mag sein, daß in manchen Fällen auch das Eisen der Eisen-silikate fortgeführt wird. Die Wahrscheinlichkeit spricht aber immer in erster Linie für Siderit oder zumindest Ankerit. Die mikroskopische Untersuchung bestätigt denn auch in den meisten Fällen diese Annahme. Feinkörnige Siderit-aggregate sind oft geradezu grau undurchsichtig infolge der hohen Lichtbrechung. Die Sideritnatur wird in vielen Fällen auch bewiesen durch die sehr hohe Doppelbrechung der Karbonate, die ja beim Siderit weitaus am größten ist<sup>21)</sup>. Daher ist beim Siderit die Erscheinung ganz besonders auffällig, daß ohne Einschaltung des Analysators, nur mit dem unteren Nikol, das Relief der Körner außerordentlich stark verschieden ist, je nachdem die Schwingungsrichtung des ordentlichen oder des außerordentlichen Strahls mit derjenigen des Polarisators übereinstimmt. Man glaubt oft geradezu die Verwachsung zweier verschiedener Mineralarten von wesentlich verschiedener Lichtbrechung vor sich zu haben. Bei Drehung des Tisches um 90° wechseln aber die Körnchen ihre Rolle. Diejenigen, die vorher stärker lichtbrechend erschienen, sind jetzt schwächer lichtbrechend und umgekehrt. Die Polarisationsfarbe ist allerdings kein Erkennungsmittel für die Stärke der Doppelbrechung bei Karbonaten, da alle dasselbe etwas perlmutterartige Weiß höherer Ordnung zeigen.

Man erkennt in sehr vielen Fällen die Siderite auch schon daran, daß sie infolge beginnender schwacher Oxydation an der Oberfläche und in Spaltrissen mit einer feinen gelbbraunen Oxydrinde bedeckt sind. Namentlich im Schrägauflicht geben solche Siderite, auch wenn sie im Durchlicht nur ein wenig gelblich getrübt erscheinen, grellgelben Reflex. In manchen Fällen, wo Kalzit neben Siderit vorkommt, kann man beide erst nach beginnender Oxydation deutlich unterscheiden. Die Reaktion mit Säure und Wasserstoffsperoxyd stellt diesen Zustand künstlich her.

Wenn gar kein Kalzit neben Siderit vorhanden ist, erkennt man letzteren auch daran, daß das Gestein mit Salzsäure erst nach dem Erwärmen braust. Freilich tritt dasselbe ebenfalls bei dolomitischer und ankeritischer Natur ein, auch ist das Brausen abhängig von der Korngröße. Das Kratzpulver eines Striches mit der Messerspitze braust auch noch, wenn das Gestein erheblich reich an Mg- oder Fe-Karbonat ist.

Die sekundäre Natur des Siderits geht meist schon deutlich aus seiner Verteilung im einzelnen Ooid hervor. Oft dringt er von der Oberfläche aus in die Kugel ein, bald von der ganzen Peripherie aus gleichzeitig, aber verschieden weit vordringend, bald von einzelnen Angriffspunkten aus (Abb. 86a) und dann oft einigermaßen strahlenförmig quer durch den Schalenbau des Ooids hindurch. Gelegentlich können sogar Bilder entstehen, die an die Speichen eines Rades erinnern. Hier sind wohl radiale Sprünge im Ooid Wegweiser für das Vordringen der Sideritisierung gewesen (Abb. 86b). Diejenigen Silikatooide, die von einer späteren Karbonatrinde umgeben sind (vgl. S. 48), haben fast stets auf der Innenseite der Karbonatumhüllung einen schmalen Kranz von mit den Kristallspitzen gegen das Zentrum des Ooids vordringenden Sideritkriställchen.

21) Kalzit	$\omega$ Na 1,658	$\rho$ Na 1,486	$\omega - \epsilon$ 0,172	Differenz zwischen Siderit $\omega$ und Kalzit $\epsilon$ 0,387!
Dolomit	1,682	1,503	0,179	
Magnesit	1,717	1,515	0,202	
Manganspat	1,814	1,596	0,218	
Siderit	1,873	1,633	0,240	

Besonders häufig sind Sideritisierungen einzelner Schalen des Ooids, die aber mit Sicherheit nicht etwa ursprünglich nach der nächstinneren und vor der nächst-äußeren Schale abgesetzt wurden, sondern erst sekundär einzelne chemisch besonders leicht angreifbare Zonen im Ooid ersetzt haben. Vor allem sind in den Ooiden, die aus abwechselnd oxydreichereren und silikatreicheren Zonen aufgebaut, in

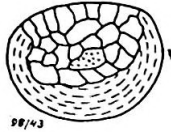


Abb. 86 a  
Eisensilikat wird einseitig durch Siderit verdrängt, Bohrg. Apelnstedt, 311,7 m T.



Abb. 86 b  
Karbonat dringt konzentrisch vom umgebenden Kalk in ein Silikatoid, Bohrg. Fallersleben 1, 182,7 m T.

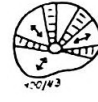


Abb. 86 c  
Radiale Einlagerungen von Siderit in isotropem Eisen-silikat, Degow 1, 170 m T.

erster Linie die letzteren der Umwandlung anheimgefallen. Die sekundäre Natur der sideritischen Zonen (im Querschnitt Ringe) erkennt man an der sehr ungleichmäßigen Dicke des einzelnen Ringes und an den Kristallspitzen, die gelegentlich vom Ringe aus nach innen oder nach außen, bisweilen auch nach beiden Richtungen in den angrenzenden noch unverdrängten Ooidkörper vordringen. Oft ist auch von



Abb. 87  
Hämatitoid unter Kalkkruste von einer Seite her durch Siderit verdrängt, das ganze unter einer Kalkkruste

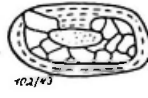


Abb. 88  
Siderit umklammert von drei Seiten den Kern eines Silikatoids Isenbüttel

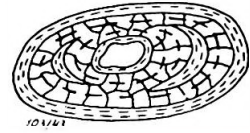


Abb. 89  
Sideritisierendes Silikatoid mit sichelförmigen Verdrängungsresten und Limonitstreifen unter Kalkumkrustung

einer Ooidzone nur ein Teil des Gesamtumlaufes sideritisiert (Abb. 87) oder der Siderit umfaßt von drei Seiten den Kern (Abb. 88). Der Siderit nimmt im Querschnitt zwischen den Ooidschalen eine sichelförmige Gestalt an, oder es bleiben sichelförmige Reste des Ooids im Siderit erhalten (Abb. 89). Auch Kombinationen von radialer und zonarer Sideritdurchdringung kommen vor. Wenn dann später bei tektonischer Beanspruchung die Ooide verquetscht werden, wobei das Karbonat meist in Lösung geht und verschwindet, so entstehen ganz unübersichtliche Strukturen des Oolithgesteins, das im Querschnitt nur noch in einzelnen wirt durcheinander laufenden Halbkreisen und kleineren Kreisbogenteilen die ehemalige Oolithnatur vermuten

läßt. Auch wenn die Ooide vor ihrer Verfestigung zu wurstförmigen und knochenförmigen Gebilden zusammengesunken sind (vgl. S. 38) und dann von Sideritneubildung durchwuchert werden, entstehen solche unübersichtliche Gefügebilder, die man ohne Kenntnis der Einzelvorgänge kaum als Abänderungen ehemaliger Oolithstruktur erkennen würde (Bohrung Fallersleben 1, 183 m T., auch manche Erze von Kladno zeigen derartige Verhältnisse). Ist auch die Grundmasse des Oolithgesteins silikatisch, so sieht man bisweilen die Sideritisierung nicht nur die Grenzen der einzelnen Schalen eines Ooids, sondern auch seine Außengrenzen quer durchschneiden und aus dem Ooid in die Grundmasse hinüberwechseln (Schmiedefeld Hangendes des Oberen Lagers, 60. Abbau).

Die auf S. 48 erwähnten Karbonatkrusten haben auffälligerweise keinen stark sideritisierenden Einfluß auf die in ihrem Innern angrenzenden Eisensilikate. Dennoch kann man, wenn das Ganze in rekristallisierter Kalkgrundmasse eingebettet ist, auch unter der Karbonatkruste

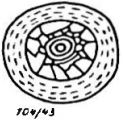


Abb. 90  
Silikatooid  
(als Kern  
eines  
Kalkooids)  
peripher  
durch  
Siderit  
verdrängt

gelegentlich eine deutliche Sideritisierung feststellen. Sie ist, wenn sie den äußersten Teil des Silikatooids ergriffen hat, gegen die Karbonatkruste scharf begrenzt, greift aber nach innen, gegen das Silikat in buchtigen, typisch metasomatischen Formen vor (Abb. 90). Erst wenn sie das ganze silikatische Ooid verdrängt hat, greift sie hier und da auch in die Kalkkruste mit rhomboedrischen Formen vor (Abb. 91).

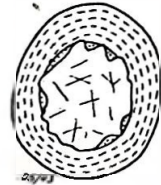


Abb. 91  
Siderit verdrängt Silikatooid eines Kalkooids und dringt mit Kristallsitzen ein wenig in die Kalkumkrustung, Bohrg. Ribbeshüttel 1, 1258 m T.

Die Bildung des sekundär im Ooid entstandenen Siderits ist in der Regel ziemlich großkristallin mit zackigen Grenzen der Sideritindividuen gegeneinander und gegen das Ooid (Abb. 92). Manchmal reichen alle Sideritindividuen vom Kern bis zur Oberfläche des Ooids, an der sie durch eine Oxydhülle gegen das Ooid abgegrenzt werden (Abb. 93), und manchmal besteht das sekundär entstandene Sideritnest nur aus 2—3 Individuen (Beobachtungen am Jamesoni-Oolith von Rottorf am Kley und von Markoldendorf), oder es wird sogar das ganze Ooid restlos von Siderit verdrängt, so daß nur kreisrunde oder elliptische begrenzte Siderit-

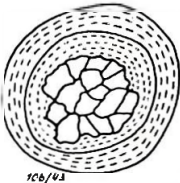


Abb. 92  
Sideritwucherung im Zentrum eines von Kalk umkrusteten Silikatooids



Abb. 93  
Siderit verdrängt ein Oxydooid bis auf schmale randliche Reste

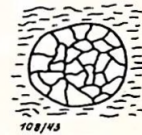
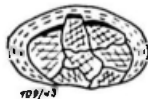


Abb. 94  
Völlig in Karbonat verwandeltes Ooid in feinkörnig bituminösem Kalk, Bohrg. Fallersleben 1, 183,5 m T.

aggregate in der Grundmasse liegen (Abb. 94). In seltenen Fällen ist sogar ein solches total verdrängtes Ooid aus nur einem Sideritindividuum gebildet. Man sieht dann also einen kugelrunden Einkristall mitten in der verzahnten feinkristallinen Grundmasse (vgl. HALLIMOND, 1925, Abb. 5). Es kommt auch vor, daß zwei verschiedene Sideritisierungen erkennbar sind, z. B. eine grobkristallin durchsichtige mit gelbem Belag auf den Spaltrissen, und daneben eine feinkristalline, die im durchfallenden Licht trübgrau, im auffallenden Licht infolge der zwischen den Sideritkörnern noch vorhandenen Silikatmasse grünlich weiß erscheint. Ein sehr originelles Bild bot ein Ooid von Bohrung Isenhüttel 5 (1563—64): Der innere Teil ist restlos sideritisierendes Silikat, das durch eine limonitisch getrübe Zone gegen eine Karbonatumkrustung abgegrenzt ist. Der Siderit des Innenteils greift aber mit einem Individuum ein Stück in die Umkrustung vor und hat hier die limonitische Trübungsmasse stylolithähnlich vor sich hergeschoben (Abb. 95).

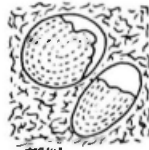
Auffällig ist es, daß in einem Schriff von Schmiedefeld (Erz des oberen Lagers, Abbau 56) die Sideritisierung in den einzelnen Ooiden ganz verschieden weit vorgeschritten ist. Auch sonst grenzen dort stark sideritisierete Stellen des Gesteins oft ganz unmittelbar gegen solche, die gar nicht sideritisiert sind. Es handelt sich wohl hier um Strömungsbahnen der sideritisierend wirkenden Bikarbonatlösung. Es wurde z. B. auch eine Stelle gefunden, an der eine Muschelschale die Sideritisierung nach einer Seite hin abgeschirmt hat. Besonders starke Sideritisierung findet man in einem Gestein der Bohrung Klemmen (Dogger), einem erzarmen Kalksandstein, also einem besonders wasserdurchlässigen Material. Stark sideritisiert sind auch die Weißerze und Mohnerze von Kladno.

Ähnliche Abhängigkeit der Sideritbildung nicht von inneren chemischen, sondern von rein äußerlichen Besonderheiten zeigen die Abb. 96 und 97. Im ersteren Falle ist die Neubildung in ganz auffälliger Weise an benachbarten Ooiden in gleicher Richtung erfolgt, was wohl ebenfalls auf Bewegung der intergranularen



101/43

Abb. 95  
Siderit, der ein Silikatooid verdrängt hat, dringt in die umgebende Kalkhülle stylolithähnlich vor



110/43

Abb. 96  
Zwei Ooide von gleicher Seite her durch sekundäres Karbonat verdrängt. Minette. Grünes Lager Fentsch



111/43

Abb. 97  
Silikatooid mit Kalkumkrustung. Sideritisierung an beiden Enden

Bikarbonatlösung von einer Seite her seine Ursache hat. Im zweiten Fall sind nur die beiden Enden eines Silikatooid-Querschnittes mit starker Kalkumkrustung in Siderit umgesetzt, wohl weil in diesen äußeren Teilen des zusammengesunkenen Ooids eine etwas gelockerte Lagerung der tafelförmigen Mizellen herrscht.

Wie schon erwähnt, kann der ehemalige Schalenbau eines Ooids nach völliger Sideritisierung durch Kränze (räumlich Hohlkugeln) von limonitischer Trübung,

die ehemals zwischen den Silikatschalen lag, noch kenntlich sein (Abb. 98). Solche Limonitkränze laufen dann ganz unbekümmert um die Kristallkorn Grenzen des Siderits quer durch die Individuen hindurch (besonders schöne Beispiele in Bohrung Isenbüttel 5, 1573,5 m T.). Selten sind die Vereisungszonen um Kalksteingerölle in Karbonat umgewandelt. Das Kalkgeröll hat dann eine nach innen verklingende Außenzone von Siderit. Öfters geht die Sideritisierung parallel mit der Rekrystallisation der Kalkgrundmasse, und es kann dann auch offenbar eine Auswanderung des Eisengehalts stattfinden, so daß zuletzt kein Unterschied mehr zwischen den (mehr oder weniger ankeritischen) Individuen im Gebiet des Ooids und im Gebiet der ehemaligen Grundmasse besteht. Nur die Limonitkränze in der kristallinkörnigen Masse geben uns noch als „Ooidgespenster“ Kenntnis von dem einst ooidführenden Aufbau des diagenetisch stark veränderten Gesteins. Solche Erscheinung wurde bemerkenswerterweise öfters in Toneisensteinen des ehemaligen Polens gefunden (Albertgrube bei Kamienica, Grube Piaski bei Cmielow), aber auch im böhmischen Silurerz (Raasch bei Beraun) und in Bohrung Isenbüttel 5 (1639—43 m T.) war sie zu sehen. Auch CAYEUX (Minerais secondaires) bildet solche Ooide in Abb. 17 unter c als „Oolithes en siderose grenue“ ab.

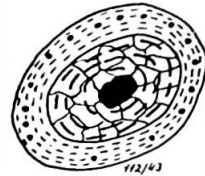


Abb. 98  
Völlig unter der  
Kalkkruste sideriti-  
siertes Ooid mit kranz-  
förmig angeordneten  
Limonitresten

Erwähnt muß noch werden, daß auch die ganz anders aussehenden primären Karbonatooide, die in Kapitel IV beschrieben wurden, Limonitstaubkränze im Karbonat aufweisen, die aber hier natürlich primär, genauer gesagt prädiagenetisch, durch oxydierende Zersetzung der Ooidoberfläche während eines Hiatus am noch nicht eingebetteten Ooid entstanden sind.

Zu den sideritisierten Ooiden gehören offenbar auch die seltenen, schneelig weißen u. d. M. opaken Ooide, die man z. B. im Arietenerz der Bohrung Sommerschenburg (1,1 m T.) ferner in demselben Erz der Bohrung Hornburg 16 (75,3 m T.) sowie in besonders auffälliger Weise im Mohnerz von Kladno in der Unteren Mittelbank (Schacht V, 50-m-Sohle) findet. Es handelt sich hier um eine mit der Sideritisierung verbundene Kaolinisierung sehr Al-reichen bzw. an Cronstedtit armen Chamosits. Der bei diesem Vorgang ausgeschiedene Staub von feinsten Kaolinblättchen trübt den Siderit so vollkommen, daß das Gebilde opak und im Handstück wie ein winziges Tongeröllchen erscheint. Im Schrägauflicht u. d. M. erkennt man aber noch deutlich schaligen Bau. In den oberflächennahen Erzen ist dann durch Auslaugung großer Teile des Karbonats der Kaolinstaub relativ angereichert. Die Ooide sind höchst porös und ganz mürbe.

Durchaus nicht immer bildet der Siderit, der in den Silikatoolithen entstanden ist, unregelmäßige Aggregate von größeren miteinander verzahnten Individuen. Mindestens ebenso oft entstehen blastische, in der Silikatmasse freischwebende, allseitig ausgebildete Rhomboeder. Diese Erscheinung wurde schon bei Besprechung der Toneisensteine und der „Rhomboedermergel“, in denen die Rhomboeder Kalzit oder Dolomit sind, besprochen (S. 53).

Häufig treten diese Rhomboeder in der amorphen, chemisch leicht angreifbaren Silikatgrundmasse auf, z. B. kann man in einer Probe von Sommerschenburg, 13 m T., sehr deutlich feststellen, daß solche kleine Rhomboeder massenhaft in der Grundmasse, aber nur spärlich in den Ooiden zu sehen sind. Besonders schön zeigen diese blastische Sideritisierung Dünnschliffe von Brendelmühl (135—137 m T.) Hier bilden die kleinen Rhomboeder oft Kränze, da sie nur in bestimmten chemisch

besonders leicht angreifbaren Rindenschichten der Ooide entstanden sind. Der analytisch nachgewiesene Eisengehalt derartiger, bisweilen an Ooiden ganz armer Gesteine läßt darauf schließen, daß die blastischen Rhomboeder nicht Kalzit, sondern Siderit oder zumindest Ankerit sind, oft kann man auch die oxydative Limonitisierung dieser Rhomboeder ganz deutlich erkennen. Auch in Opalgrundmasse treten Sideritrhomboeder öfters auf, z. B. in Schliffen von Simmelsdorf sowie auch in bituminöser und limonitischer Grundmasse (Isenbüttel 6, 1285,6 m T.).

Einmal konnten auch Sideritrhomboederchen in der grünen Silikatfüllung des Mediankanals eines Crinoidenstielgliedes beobachtet werden (Erz im Lias  $\beta$  von Bislich, 479 m T.). In den Silikatoolithen findet man sie sowohl im jurassischen wie im silurischen Oolitherz (Isenbüttel, Baiershofen, Wittmannsgereuth). Sie kommen auch in Erzgeröllen vor und zwar in Proben, die außerhalb der Gerölle keine Sideritblastese zeigen. Hier (Bohrung Westerbeck, 156—157 m T. u. a.) muß also die Sideritisierung schon vor der Wiederaufarbeitung der älteren Erzgeneration erfolgt sein, die, wie S. 19 betont wurde, oft geologisch gesehen nur wenig älter ist als die Bildung der Gerölle führenden Ooliths selbst. Gelegentlich wird auch in einer Kalkgrundmasse ein geringer Eisengehalt in blastischen Rhomboedern konzentriert. Man sieht z. B. sehr kleine, außen mit Limonit bestäubte Rhomboeder freischwebend in den Individuen eines großkristallinen Kalkes von Bohrung Isenbüttel 5 (1664,5 m T.) oder in der Arieten-Stufe von Achimbohrung 12 (42,8 m T.) oder auch im Hauterive der Bohrung Hornburg 9 (336,2—336,3 m T.). Selbst in der Lamellenschicht schwach vereisenter Muschelschalensplitter kann man sie sprießen sehen (Oolith mit Toneisensteingrundmasse von Bohrung Klemmen). Wenn das Kalkgestein durch Bitumen oder feinste Tonsubstanz getrübt ist, bleiben die neugebildeten Rhomboeder bisweilen ganz klar, schieben also nach Art der Pinolithstruktur die Verunreinigungen beim Wachsen an ihrer Kristalloberfläche vor sich her (Arietenez der Grube Friederike bei Harzburg). Im Grunde ist das dieselbe Erscheinung wie bei der Entstehung der Rhomboedermergel. Nicht selten entstehen in der Grundmasse, wenn die blastischen Rhomboeder sich dicht aneinander drängen, auch wirkliche Pinolithstrukturen; klare Kristalle, die durch eine an Menge weit zurücktretende trübe Restgrundmasse miteinander verkittet schienen. GAUB (S. 36) deutet wohl zu Unrecht derart entstandene Limonitpartien zwischen Karbonatindividuen an der Grenze von rein limonitischen und karbonatreichen Zonen als ein metasomatisches Eindringen von Limonitsubstanz in karbonatische (von ihm für primär gehaltene) Gesteinspartien auf den Korngrenzen. Ganz feine diffuse Sideritisierung von Silikatmasse erweist sich sehr oft bei starker Vergrößerung als extrem feine Durchstäubung mit blastischen Rhomboederchen.

Wenn die blastischen Rhomboeder so dicht aneinander gepackt sind, daß die geringe pinolithisch zurückgedrängte Trübungsmasse nur feine Häute zwischen ihnen bildet, so sind die Grenzen der Karbonatindividuen in der Grundmasse nicht verzahnt, sondern auffallend ganzrandig. Da sie außerdem durch feine Häute von Ton oder Bitumen voneinander getrennt sind, können dann ganz mürbe, fast sandartige Gesteinspartien entstehen, die an die bekannte Dolomitische erinnern. Derart sind z. B. die Ooide im Weißerz aus der Liegendbank von Kladno (Schacht V, 50 m T.)

Eine Eigentümlichkeit der blastischen Karbonatbildung, die schon von verschiedenen Forschern beobachtet und erwähnt wurde, ist die, daß die blastischen Rhomboeder öfters einen Kern enthalten, der ihnen als Keim gedient hat. In vielen Fällen sind es kleine schwarze Knöllchen, die wohl aus Bitumen mit etwas Eisensulfidstaub bestehen. GAUB erwähnt sie, auf seiner Abb. 50 sind sie aber nicht sonderlich deutlich zu sehen. Am einfachsten erklärt man das Phänomen wohl



dadurch, daß der wachsende Kristall in seinen ersten Anfangsstadien noch nicht die Kraft besaß, die entgegenstehenden Unreinigkeiten vor sich herzuschieben. Der innerste Kern bleibt also trübe<sup>25)</sup>. HALLEMOND erwähnt winzige Dolomitrhomboeder, die als Sideritrhomboeder weiter gewachsen sind. Offenbar ist das das gleiche Phänomen einer Keimbildung im Zentrum blastischer Siderite. Wenn er zu seiner Abb. 14 sagt: „Oolithes have nuclei of granular siderite“, so darf man wohl bezweifeln, daß dieser Siderit als „Kern“ im Sinne eines ursprünglich vorhandenen, später von den Ooidschalen umkrusteten Fremdkörpers anzusehen ist.

Recht interessant ist es, festzustellen, welches Material eines primär gebildeten Eisenooliths oder verwandten Gesteins durch sekundäre Sideritbildung verdrängt werden kann. Am deutlichsten findet man die blastischen Karbonatkristalle im Glaukonit, der oft außerordentlich schöne und interessante Verdrängungen durch Karbonat erkennen läßt. (Ob es sich hier in allen Fällen um Siderit handelt, muß zweifelhaft bleiben.) Wunderschön sieht man große einzelne oder zu Gruppen vereinigte Karbonatkristalle z. B. in den großen Glaukonitkörnern des Basalkonglomerats im Weißjura von Bentheim (Material durch gütige Vermittlung des Herrn HEIDORN). Diese Formen zeigte die Abb. 57 auf S. 43. Bisweilen dringen die Rhomboeder auch rings herum mit nach innen gerichteten Kristallspitzen in das Glaukonitkorn vor. An einem Erz aus dem Braunjura von Wasseralfingen (Unteres Flöz) konnte sehr deutlich festgestellt werden, daß die Glaukonitkörner, die darin vorkommen, wesentlich weniger sideritisiert sind als die begleitenden Chamositooide, und mehrfach kommt es vor, sogar überwiegend ist es der Fall, daß Glaukonitkörner mitten im Kalk liegen, ohne die geringste sekundäre Karbonatbildung zu zeigen. (Glaukonitreicher Fleckenkalk der Birmensdorfer Schichten.) Wenn die Grundmasse rein tonig ist, fehlt natürlich die Umwandlung in Siderit vollkommen. Die aus Silikatgel bestehende Grundmasse wird dagegen bisweilen so vollständig durch Karbonat verdrängt, daß aus einem Gestein mit silikatischem Bindemittel eines mit karbonatischem wird. Daß auch Opalgeröllchen und Opalooide von blastischem Siderit durchsetzt werden können, zeigte sich in einem Oolith von Bohrung Klausmoos 5 (802,7 m T.).

Seltener als die Silikate verdrängt der Siderit die Oxyde, und zwar dann meist nur die strukturlose oxydische Grundmasse (Abb. 99), z. B. die limonitische Füllung einer kleinen Muschelschale. Es kommt aber auch vor, daß Limonitooide in ihrer ganzen Masse von feinstem Karbonat durchsetzt und daher nicht mehr opak, sondern etwas durchscheinend sind. Auch die randliche Entfärbung der Limonitgeröllchen beruht teilweise auf einer Überführung des Limonites in Siderit (Bohrung Hornburg 6 Hauterive 101,6 m T.). Manchmal ist nur ein Teil des Limonites sideritisiert, ein anderer, der offensichtlich von anderer Entstehung ist, nicht. Im Oolithkalk des Lias a von Wellendingen zeigten sich z. B. Ooide, in denen der limonitische Kern nicht sideritisiert war, sondern nur die ihn umgebenden Schalen, vielleicht weil sie reicher an Silikatbestandteilen sind. Im Parkinsoni-Oolith von Neuffen zeigte ein



Abb. 99  
Limonit-  
füllung  
einer  
Muschel-  
schale von  
einer Seite  
her von  
Kalkit  
verdrängt

<sup>25)</sup> Ein ähnlicher Vorgang liegt wahrscheinlich der Chiastolithbildung, der Entstehung des bekannten schwarzen Kreuzes in Andalusiten, die in kohligem Schieferen sich blastisch bilden, zugrunde. Die Kraft der Selbstreinigung haben nur gewisse Anwachskegel; zwischen ihnen wird die Verunreinigung nicht mit vorgeschoben, sondern sogar von beiden Seiten her zusammengeschoben.

Dünnschliff stark von außen herein sideritisierte Oxydoide, wohingegen ganz kleine Limonitkörnchen, die dazwischen liegen, und die vielleicht als oxydierte Pyritkriställchen anzusehen sind, nicht mitsideritisiert worden sind.

Mitten im sideritisierten Gebiet finden sich im Mittleren Callovien der Bohrung Klemmen auch nichtsideritisierte Inseln mehr oder weniger regelmäßiger Form, die wohl als völlig umkristallisierte organische Reste und eingeschwemmte, durch Sammelkristallisation umgewandelte Kalkbrocken anzusehen sind. Ähnliche Erscheinungen, sideritisierte organische Reste neben nichtsideritisierten, aber einkristallisierten fanden sich in der Bohrung Kapfenberg (62,6 m T.) in einem roten sandigen Oolith. Besonders gern werden die von feinen Kanälen durchzogenen Echinodermenbruchstücke sideritisiert, z. B. wurde ein Crinoidenstielbruchstück beobachtet, das ganz deutlich vom Zentralkanal nach allen Seiten ein Stück weit mit Siderit durchsetzt ist. Kammförmiger Ansatz kleiner Siderite an Muschelsplitter ist eine ganz gewöhnliche Erscheinung (Abb. 100).

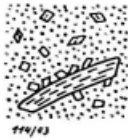


Abb. 100  
Ansatz  
blastischer  
Sideritrho-  
moeder  
an eine  
Muschel-  
schale,  
Wester-  
beck 8,  
698 m T.

Selten ist Sideritisierung an durch Sammelkristallisation entstandenen, wohl ausgebildeten Chloritkristallen zu beobachten. Im Präparat einer Bohrspalte von Wittmannsgereuth fand sich z. B. eine förmliche Pseudomorphose von Siderit nach Wurmchlorit, und im obersten Dogger der Bohrung Degow I war zwischen die Lamellen eines der großen Leptochloritkerne (vgl. Kap. VII) Siderit in linsenförmigen Partien angesiedelt (Abb. 101).

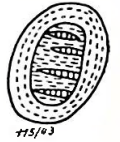


Abb. 101  
Chloritkern  
eines Ooids  
führt se-  
kundäres  
Karbonat  
zwischen  
den La-  
mellen,  
Bohrg.  
Degow I,  
170 m T.

An hydrothermal gebildetem Siderit kann man recht oft beobachten, daß er auch Quarz metasomatisch verdrängt. Dasselbe läßt sich auch an diagenetisch entstandenem nachweisen. Freilich dürfen wir wohl kaum annehmen, daß es die stark verdünnten Verwitterungslösungen gewesen sind, die solche inten-

sive Wirkung ausüben konnten, sondern daß der Quarz erst ohne wesentliche Korrosion zu erleiden in sedimentären Siderit eingebettet wurde, und daß dann erst an Eisenbikarbonat gesättigte „Bergfeuchtigkeit“, als sie die Diagenese in Gang setzte, den Quarz randlich verdrängt hat. Diesen Eindruck gewinnt man vor allem, wenn man die geringe Korrosion an der Oberfläche der Quarzkörnchen in einem Sideritsandstein (Sandstein mit sideritischem Bindemittel) beobachtet. Stärker ist bezeichnenderweise die Wirkung, die auf den Quarzkern eines Silikatooids ausgeübt wird, wenn dieses später sideritisiert wird. CAYEUX (1922, Abb. 41) hält die oft sehr zackigen Quarzkörner in der Mitte der Ooide für Neubildungen. Solche Neubildungen von Quarz gibt es, wie wir in Kap. VII sehen werden, in der Tat, aber der neugebildete Quarz zeigt dann im Gegenteil, wie immer im Kalkstein, allseitig gut ausgebildete Kristallgestalt. Zackige Formen sind hier unter allen Umständen als Resorptionserscheinungen aufzufassen.

Sehr bezeichnenderweise fand sich in Bohrung Isenbüttel 5 (1640 m T.) ein rekristallisierter Kalkstein mit Quarzkörnern, dessen Quarze in der wunderbarsten Weise zerfressen sind (Abb. 102). Dieser Kalkstein war ursprünglich eine Muschelbrekzie. Alle organischen Teile, Muschelsplitter, Echinodermenbröckchen usw. sind aber rekristallisiert und nur noch als Gespenster von abweichender Korngröße im Dünnschliff zu sehen. Sehr eigenartig ist die bei Rekristallisation der Grundmasse entstandene Zerfressung eines Quarzkerns in einem durch feinkristallinen Siderit

ganz verdrängtem Oxydooid (Abb. 103). Besonders stark ist die Zerfressung der Quarzkörner in den von BERG (1939) beschriebenen sideritisierten Silikatooiden im Wittekindflöz der Bohrung Haverstädt. Hier ist z. T. deutlich die schwache rhomboedrische Spaltbarkeit des Quarzes für das Vordringen der Resorption richtungsweisend gewesen.

Über die Entstehung der Einwachsungen von kristallinem Siderit in Oolithgesteinen, die wohl keinem Bearbeiter entgangen sind, wenn er sich nicht ganz auf ein einzelnes Vorkommen stützte, sind die verschiedensten Theorien aufgestellt worden. Im Banne der alten französischen Theorie, daß Eisenerzoolithe durch Verdrängung von Kalkoolithen entstanden sein müssen, deutet CAYEUX (1922) die

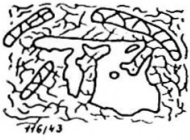


Abb. 102  
Unregelmäßig zerfressenes Quarzkorn in einem rekristallisierten Schüßel

Verwachsungen so, daß das Eisenkarbonat das Primäre, das Silikat das später daraus entstandene sei, obwohl er der alten Theorie einer hydrothermalen Zufuhr von Eisen in Kalkoolithe nicht beitrifft. (Auf S. 158 und 166 des Textes und in der Tafelerklärung zu Abb. 45 wird dies z. B. ganz ausdrücklich betont, obwohl doch Bilder wie Abb. 2 Taf. V recht deutlich für ein Eindringen des Siderits von außen in bestehende Silikatoide sprechen.) Auch EGERAN (1940) stellt sich bei Besprechung der neuentdeckten oolithischen Eisenerze im Qamdag auf den Standpunkt CAYEUXS, und will sogar organische



Abb. 103  
Karbonat hat eine oxydische Ooidrinde zum großen Teil verdrängt und frißt sich schlauchförmig in den Quarzkern

Strukturen ehemaliger kalkiger Organismen, die jetzt in Silikat umgewandelt sind, gefunden haben. BICHELONNE-ANGOT (1939) beschreiben die Wucherungen des Siderits in den „Chloritoiden“, haben also offenbar die sekundäre Natur des Karbonats erkannt. Auch BONTE (1941) gibt die sekundäre Natur des Siderits zu, und HALLIMOND (1925) ist ebenfalls von der Verdrängung des Silikats durch das Karbonat überzeugt. Er weist aber (S. 62) auf die Schwierigkeit hin, daß man vielfach neben stark sideritisierendem Schill Chamositoiden findet, die von Siderit ganz frei sind. Hier liegt wohl ein Zusammenschwimmen des Materials verschiedener Entstehungsräume vor.

Es ist nicht anzunehmen, daß etwa die Eisenlösungen mit dem Kalziumkarbonat so reagiert haben, daß Eisenkarbonat und Kalksilikat entstanden ist, denn zu oft findet man Kanäle von Echinodermensplitter durch Eisensilikat erfüllt, das bestimmt nicht mit dem Kalk dieser Splitter in solcher Weise reagiert hat. Auf S. 92 betont HALLIMOND (1925), Sideritoolithe seien sehr selten primär, obwohl bisweilen äußere Sideritlagen (die in Kap. IV beschriebenen Karbonatumkrustungen) vorkommen. BERZ (1926) legt ausdrücklich Wert auf das Eindringen von Siderit in die Ooide auf Spältchen. Es ist die immer wiederkehrende Ansicht von in Lagerstättenkunde nicht bewanderten Forschern, daß zur Metasomatose ein sichtbarer Zufuhrkanal für die metasomatisch wirkenden Lösungen nötig sei. BERZ spricht auch mehrfach von Ausheilung beschädigter Ooide durch Sideritansatz, möchte also die von außen einwuchernden Siderite für Ausfüllungen von grubenförmigen Höhlungen an der Ooidoberfläche ansehen. Solche Dinge kommen in der Tat als Seltenheit vor, sehen aber wesentlich anders aus als die Sideritisierungen.

PALMQUIST (1935) möchte an eine gleichzeitige Ausscheidung von Siderit und Silikat glauben, da in dem Erzbezirk von Schonen auch im Großen silikatoolithische mit sideritischen Erzlagern wechseln. Ähnlicher Ansicht ist GAUB (1908). Auch er

glaubt an einen primären feinen Wechsel zwischen karbonatischen und silikatischen Lagen im Ooid. Später hätten sich die Karbonatlagen in Kränze blastischer Rhomboeder zusammengezogen. Die anderen Formen der sideritischen Zwischenlagen möchte er auf unregelmäßiges Wachstum der Ooide infolge von Ophthalmidienansatz zurückführen.

Neben der Sideritisierung ist eine vielleicht erst später einsetzende Kalzitisierung in seltenen Fällen möglich. Als solche ist wohl sicher die Karbonatisierung anzusprechen, die HALLIMOND (1925) in seiner Abb. 5 zeigt, und von der er sagt, daß sich ein einheitliches Karbonatindividuum durch mehrere Ooide ausbreitet. Für das Vorkommen einer solchen Kalzitisierung spricht es auch, daß GAUB (1910) in manchen Fällen Eisenfreiheit des sekundär gebildeten Karbonats feststellen konnte.

Zu erörtern wäre auch noch die Frage, ob eine Sideritisierung von Silikatooiden noch vor der Sedimentation, beim freien Schweben nach Verschleppung in eine bikarbonatische Umwelt möglich ist. Daß eine solche Verschleppung vorkommt, zeigen uns z. B. in der Bohrung Isenbüttel 5 die dicken Karbonatkrusten, die viele Oxyd- und Silikatooide umgeben (vgl. die Abb. 79, 92, 100 u. a.). Aber



Abb. 104  
Siderit zwischen  
Kalkkruste und  
innerem Oxydooid  
Isenbüttel 5,  
1577 m T.

gerade dort sehen wir, daß die sideritisierende Wirkung dieser offenbar sehr verdünnten Lösungen nahezu gleich null ist. Meist legt sich die Karbonathülle ohne Reaktion an die silikatischen Ooidoberflächen an. In manchen Fällen allerdings sind auch die äußersten, an die Karbonathülle grenzenden Silikatschalen getrübt, wahrscheinlich durch feinste Sideritausscheidungen. In seltenen Fällen, wenn ein Ooid innen aus Oxyd, außen aus einer Karbonatkruste besteht und nur dazwischen eine schmale Silikatlage bestand, kann wohl auch diese Silikatlage völlig durch Karbonat verdrängt werden (Abb. 104). Aber gerade dieser und der vorher erwähnte

Fall beweist uns, daß die starken Sideritdurchwucherungen nicht auf Flottieren in bikarbonatreichem Wasser zurückzuführen sind, sondern auf die Wirkung der an Bikarbonat gesättigten Intergranularlösungen, die bei der Diagenese wirksam sind. Auch wenn Siderit nicht ringsum, sondern bloß sichelförmig an einigen Stellen der Grenze zwischen Silikatooid und Karbonatumkrustung entstanden ist (vgl. Abb. 97), spricht dies für Verdrängung des Silikates nach der Kalkumkrustung.

## VII. Neubildung von Thuringit, Quarz und Magnetit

(Anchimetamorphe Neubildungen)

### Thuringitneubildung

Thuringit ist ein eisenreicher Chlorit mit sehr weitgehender Vertretung des Mg durch Fe<sup>2+</sup>. Er steht nach WINCHELL, wie STRUNZ (1941) angibt, dem reinen Eisenamesit (Daphnit) sehr nahe. Die Verwandtschaft mit dem Chamosit ist groß. RAMDOHR (1941) gibt für Chamosit die Formel  $H_6Fe_3^{2+}Al_2Si_2O_{13}$ , für Thuringit  $H_{18}(FeMg)_8(AlFe)_8Si_6O_{30}$ . Nimmt man für letztere Formel ein Fe<sup>3+</sup>O<sub>1 1/2</sub> weniger und ein Fe<sup>2+</sup> statt eines Fe<sup>3+</sup>, was bei der großen Variationsbreite der Analysen durchaus erlaubt erscheint, so würde Thuringit  $H_{18}(FeMg)_9(AlFe)_6Si_6O_{30}$ , d. h. genau dreimal Chamosit sein.

Die Analysen, die HOLZNER (1938) von Thuringit gibt, der in Gängen im Rot-eisenstein und Grüneisenstein des Lahn-Dill-Bezirks vorkommt, weisen alle etwa

$\frac{1}{3}$  des Eisens in der  $Fe^{+++}$ -Form aus und nur wenig mehr  $Al^{+++}$  als  $Fe^{+++}$ . Das ist nicht verwunderlich, da, wie wir S. 58 sahen, der Chamosit der Ooide mit Cronstedtit verwachsen sein muß. Ob der Thuringit ebenfalls eine Verwachsung ist, kann nur die noch ausstehende Röntgenspektrographie eines größeren Thuringitmaterials ergeben. Es kann ja durchaus möglich sein, daß bei der Umwandlung von Chamosit in Thuringit das  $Fe^{+++}$  als Vertreter von  $Al^{+++}$  in das Eisenarnesitische Gitter eingeht<sup>26)</sup>.

Daß wir den Thuringit als ein diagenetisches bis anchimetamorphes Umwandlungsprodukt des Chamosits ansehen müssen, geht aus den mikroskopischen Bildern unzweifelhaft hervor. Auch BERZ hat schon 1923 eine dahingehende Ansicht geäußert. Die Thuringitooide unterscheiden sich von den Chamositoiden dadurch, daß sie meist nicht geregelt sind, sondern ein Haufwerk wirrgelagerter taflicher Kristalle bilden, öfters genau wie der Chamosit mit Limonit oder limonitisch getrüben Silikatlagen wechsellagernd. Auch HALLMOND (1925, S. 72—73) erwähnt in silurischem Silikaterz „filzige Anordnung der Chamositblättchen“, und faßt sie als beginnende Sammelkristallisation auf. Wenn die wirrgelagerten Blättchen sehr klein sind, kann Pseudoisotropie des Gemenges eintreten. Die Farbe ist im Schrägauflicht immer viel lebhafter grün als im Durchlicht. Die Regelung des Chamosits (radial negative Charakter der Ooide) geht auf jeden Fall verloren. Die kugelförmige Form weist aber immer auf ursprüngliche Oolithnatur der Thuringitaggregate hin, auch wenn keine eisenoxydischen Einlagerungen den ehemals konzentrischen Schalenbau beweisen. An einem Erz aus dem Oberen Lager von Schmiedefeld wurde beobachtet, wie sich kreuz und quer gelagerte Thuringit tafeln in einen geregelten Chamosit einlagern und das noch eben sichtbare feste Kreuz zwischen gekreuzten Nicols undeutlich machen. Wenn das Silikatooid vorher aus einem nicht schaligen silikatischen Kern mit schaligen silikatischen Chamosithüllen bestand, so verschwindet bei der Thuringitbildung der Unterschied zwischen Kern und Hülle vollkommen. Manchmal ist der Kern wirrschuppig und die Rinde noch schalig und geregelt. Wir müssen dann annehmen, daß der Kern einem älteren, vom Lande her zugeführten Bröckchen eines thuringitischen Eisenerzooliths entstammt, soweit nicht sehr feinschuppiger Bau es möglich erscheinen läßt, daß der Kern ein schuppig umkristallisiertes Glaukonitkörnchen ist, denn Glaukonit verfällt so viel leichter der Sammelkristallisation als Chamosit, daß sehr wohl ein schuppig gewordener Glaukonit von einer noch nicht umkristallisierten Chamosithülle gleichen geologischen Alters umgeben sein kann.

Am Schmiedefelder Thuringit (phosphoritreiche konkretionäre Partie im Oberen Lager) wurde auch kränzförmig verteilter Siderit in wirrschuppigem Thuringit gefunden, als Beweis des Hervorgehens von Thuringit aus einem bereits sideritisierten Chamositoid. Hier fand sich auch ein sehr kleines Ooid, das aus einem einzigen Thuringitindividuum aufgebaut ist, was übrigens als große Seltenheit angesprochen werden muß. Nur selten findet man eine gewisse meist büschelförmige Parallelagerung größerer Thuringitblätter. Wenn auch die Grundmasse silikatisch ist, kann diese büschelförmige Anordnung über die einzelnen Ooide hinauswachsen und ganze größere Areale des Dünnschliffs können aus einheitlichen garbenförmigen Thuringitaggregaten bestehen, wobei dann natürlich das ehemalige oolithische

<sup>26)</sup> Thuringit und Bavalit der Bretagne sind nach v. ENGELHARDT (1942) eisenreiche Endglieder der Chloritreihe und haben in ihrem Kristallgitter echte Chloritstruktur (die Konstanten wechseln etwas, je nach dem Ferrogehalt). Das Gitter des Chamosits ist der Chloritstruktur sehr ähnlich, aber doch etwas abweichend, vor allem voluminöser.

Gefüge des Gesteins vollkommen verloren geht (großoolithischer Thuringit vom Eisenberg bei Saalfeld). HOLZNER (1936) erwähnt Fälle, in denen der Thuringit der Grundmasse gröber kristallin ist als derjenige der Ooide. Solche Fälle waren in dem hier vorliegenden Material nicht zu beobachten, sind wohl auch seltene Ausnahme.

Thuringit ist gegen postume Oxydation sehr viel widerstandsfähiger als Chamosit, daher sind in den altpaläozoischen Formationen die Thuringitlager erhalten geblieben, während oxydoolithische Vorkommen, wenn sie nicht völlig in Hämatitoolithe übergegangen sind, wie es z. B. bei großen Teilen des Wabanaerzes der Fall ist, der Regionalmetamorphose weit weniger Widerstand entgegensetzen. Am Ausstrich der Erzlager finden wir aber natürlich auch beim Thuringit oft gelbliche Färbung durch Limonitbelag auf den Spaltflächen. Manchmal kommen ganz unvermittelt thuringitische wirrschuppige Kügelchen, Ooide dürfen wir sie nicht nennen, weil sie des Schalenbaues entbehren, mitten zwischen Oxydooiden vor. Es handelt sich dann um eingeschleppte Thuringite aus älterer Oolithbildung, die vielleicht infolge von Verkieselung besonders haltbar geblieben sind (Bohrung Isehbüttel 5 1673,3 und 1677,4 m T.).

Man kann hier bei Isehbüttel im Zweifel sein, ob diese ältere Oolithbildung noch demselben Eisenerzsedimentations-Zyklus angehört wie das Erz, in dem sie jetzt eingeschlossen ist. Anders ist dies im Erz der Bohrung Klemmen (286,8 bis 288,4 m T.). Hier finden wir, und das gilt auch für andere Erze im pommerischen Jura, sehr viel Kerne von älterem, schon recht kristallin-schiefrig gewordenem Eisenerz. Die Kerne bestehen aus Magnetitkörnern, aus Thuringitquarzit und vielfach auch aus reinen grobschuppigen, kugligen Thuringitaggregaten. Wenn wir daneben echte Chamositooide von feinschaligem Bau und mit deutlichem festen Kreuz beobachten, so sind diese wohl sicher als Glieder der jüngeren jurassischen Erzbildung anzusehen, die den Eisengehalt der erzbildenden Lösungen aus der Zersetzung jenes älteren Erzgebietes bezog, dem als mechanische Trümmer auch die Magnetite, Thuringitquarzite und kugligen Thuringitaggregate entstammen. Gleiche Erscheinungen wurden übrigens im Erz von Kullemölla beobachtet, das überhaupt dem pommerischen Erz auffallend ähnlich ist.

Fast ausschließlich herrscht Thuringit statt Chamosit in den deutlich metamorphen, schon mehr oder weniger durchgeschieferten Abarten altpaläozoischer Silikatoolithe (z. B. Schmiedefeld, Wittmannsgereuth, Bohrung Reichenbach 9, Zditz bei Nutschitz). In Wittmannsgereuth und auch sonst gelegentlich kommt der Thuringit oder ein ihm verwandter Eisenchlorit nicht nur als Sammelkristallisation, sondern auch als „gewanderte Neubildung“ in kleinen Quarzäderehen vor, die das silikatische Erz durchsetzen. Solche Äderehen von Quarz, oft mit geldrollenartig angeordneten Eisenchloritblättchen, laufen nicht in größeren Spalten geradlinig durch den ganzen Dünnschliff hindurch, sondern sie sind gebogen oder zackig, setzen an einer Stelle aus und in einer anderen, nicht in der Verlängerung des ersten Trüms liegenden wieder an, wie die megaskopischen „Quarzknauern“ im Glimmerschiefer. Auch HALLMOND (1925, S. 26) gibt solche Thuringitneubildungen im Quarz an und betont ihren dunkelgrünen Strich, im Gegensatz zum grauen Strich des Chamosits, sowie die bläulich-grüne Farbe und den Brechungsindex 1,64. Er fand auch Stilpnomelan als ein dem Biotit näher verwandtes Metamorphoseprodukt. Dieses Mineral ist vom Biotit dadurch zu unterscheiden, daß es als „Sprödglimmer“ nicht immer in Blättchen // 001 gespalten ist, sondern in Pulverpräparaten auch auf einer Querspaltfläche liegende und daher deutlich pleochroitische Partikel bildet. Den braunen feinschuppigen Moravit möchte er, wohl mit Recht, in die Verwandt-

schaft dieses Minerals rechnen. STRUNZ (1941) rechnet allerdings den Moravit zum Mackensit<sup>27)</sup> und sieht diesen als Ferri-Endglied der Leptochlorite an. Auch Einlagerung von Eisenglimmerblättchen (Specularit oder Goethit) kommt öfters vor. Bekannt ist ja die tektonische Umwandlung von Silikatoolithen von der Windgälle in Eisenglimmerschiefer, die als Endprodukt der regionalmetamorphen Umwandlung anzusehen ist. Diese Umwandlung erfolgt besonders leicht, weil die zusammengesunkenen Ooide (vgl. S. 37) dem Gestein bereits vor Beginn der Durchschieferung ein gewisses Parallelgefüge gegeben haben, das dann bei der Verschieferung noch besonders betont wird.

Magnesiareichere Abarten gehen nicht in Quarz-Specularit-Gesteine, sondern in Chlorit-Magnetitgesteine über. DQERPINGHAUS (1914) beschreibt sie von San Miguel de las Duenas als wirrschuppige Chloritaggregate mit Resten einer Oolithstruktur, die durch ringförmige Oxydeinstreuung noch kenntlich ist. Schöne Beispiele solcher Umwandlungen findet man auch in Dünnschliffen aus dem Oberen Lager von Schmiedefeld, wo die verquetschten Ooide ganz allmählich in Chloritfasern übergehen unter Beibehaltung ihres optischen Charakters. Auch der Moravit von Gobitschau ist ein solcher Chloritschiefer mit viel Eisenglimmerblättchen und mit deutlichen Spuren ehemaliger elliptischer Gebilde, die als primär zusammengesunkene, noch nicht tektonisch verquetschte Ooide anzusehen sind. Verschiedentlich sieht man auch wirrschuppige und dann durch Gleitfaserung parallel orientierte Chloritblätter im gleichen Gestein.

Ein Analogon zu den S. 75 beschriebenen kaolinitischen Umwandlungen sind im tektonischen Bereich serizitisch umgewandelte Ooide. Ein solcher interessanter Fall fand sich in einem groben Roteisenerzoolith von Frondorf bei Kladno (Hauptlager Liegendbank). Zwischen opaken oxydischen Ooiden lag hier, eingeschlossen in eine Tongalle ein durchscheinendes Ooid, bestehend aus stark doppelbrechenden, mehr serizitischen als chloritischen Schüppchen, die unvollkommen, aber noch deutlich geregelt sind. Auch in einer an Schwefelkies reichen Partie eines Schurfs bei Raasch (nahe Beraun) wurden serizitische Ooide mit noch erhaltenem festen Kreuz also mit noch einigermaßen erhaltener tangentialer Regelung gefunden.

Auch der Glaukonit und die glaukonitartige amorphe Grundmasse zwischen den Ooiden kann in wirrschuppiges Aggregat übergehen. Wenn man von Kristallform des Glaukonits spricht, meint man ja eigentlich die Kristallform dieser wirr gelagerten Täfelchen. Wir dürfen diese natürlich nicht als Thuringit bezeichnen, obwohl sie sich in ihrer Erscheinungsform, abgesehen von etwas geringerer Lichtbrechung, vom Thuringit kaum unterscheiden. Daß die stets, oft schon bei 80facher bisweilen sogar schon bei 20facher Vergrößerung deutlich sichtbaren Tafeln, die ursprüngliche Ausscheidung des Silikats sind, und sich als solche erst zu den runden Glaukonitkörnchen vereinigt haben, darf wohl als ausgeschlossen betrachtet werden, zumal es ja isotrope oder zumindest isotrop erscheinende Glaukonitkörnchen gibt. Ob die Mizellen dieser isotropen Glaukonite schon Kristallgitter zeigen, kann nur durch Röntgenspektrogramme erwiesen werden. Die deutlich schuppig aufgebauten Körner jedenfalls sind frühdiagenetische Sammelkristallisationen. Daß diese Sammelkristallisation sich nach dem Gitter eines Biotits orientiert, wenn die feinste Primärausscheidung sich an einem solchen Biotit und zwischen die Blättchen eines Biotits

<sup>27)</sup> KRETSCHMER unterscheidet: Thuringit, parallel bis wirrschuppig, niedrige Doppelbrechung, blaßgrün; und Mackensit, höhere Doppelbrechung, braun bis grün (Viridit), in Rosetten von Einzelblättchen. Mackensit geht aus Thuringit hervor. Er findet sich auch als Neubildung an Stellen, wo früher kein Thuringit vorhanden war.

lagert, ist leicht erklärlich. Spuren von geordneter Aneinanderlagerung der im Glaukonit neugebildeten Täfelchen sieht man bisweilen in der Form einer federbartartigen, von einem Punkt der Außenfläche des Kornes ausgehenden Aggregation (Abb. 105), konzentrisch schalige Regelung hingegen konnte an Glaukonitkörnern niemals beobachtet werden.

Wir hatten schon die isotope, silikatische, grüne Grundmasse mehrfach erwähnt, die zwischen den Ooiden liegt, und hatten ihre nahe genetische Verwandtschaft mit dem Glaukonit betont. Auch sie kann durch Sammelkristallisation blättrig, zuweilen sogar auffällig grobschuppig werden (Schmiedefeld, Oberes Lager Abbau 56 u. a.). Man sollte nun meinen, daß diese Grundmasse, wenn sie nicht wirrschuppig aggregiert wird, sich an die geregelten Ooide im Sinne von deren Regelung, also mit tangentialer Stellung der Blättchen anlagert. Dies ist aber nicht der Fall. Die Blättchen stehen radial auf der Oberfläche der Ooide. Es ist das genau dasselbe Verhalten, das der Delessit in den Mandelräumen zeigt, und es ist sehr auffällig, daß CORRENS & v. ENGELHARDT (1941) bei röntgenspektrographischen Untersuchungen solcher Silikatgrundmasse delessitähnliche Kristallstrukturen gefunden haben.

Diese delessitartigen Kristallisationen konnten in einer ganzen Reihe von Fällen beobachtet werden. Natürlich erscheinen solche randliche Neubildungen an den Ooiden ihrem optischen Charakter nach entgegengesetzt wie die Chamositoide



Abb. 105  
Federbart-  
anordnung der  
Täfelchen in einem  
Glaukonit, Klem-  
men, erzarmer  
Sandstein der Aspi-  
doidesschichten

(entsprechend rechtwinklig zur tangentialen stehender, radialer Anordnung der Lamellen). Man kann die oft sehr feine Blätterstruktur (im Schnitt scheinbar Faserstruktur) oft auch mit starker Vergrößerung kaum erkennen, aber die Beobachtung mit Einschaltung des Gipsblättchens ergibt immer „radial positiven optischen Charakter“ der girlandenartig von Ooid zu Ooid sich schwingenden Krusten (vgl. S. 11) und macht die delessitartige Anordnung auch bei submikroskopischer Blätterstruktur kenntlich. Die Erscheinung wurde beobachtet in Bohrung Westerbeck 3 (749,1 m T.), ferner

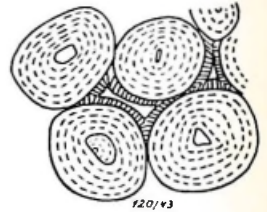


Abb. 106  
Delessitische Aus-  
füllung der Räume  
zwischen den Ooiden,  
Hornburg 6, 101,6 m T.

in ganz feinen Säumen um die Ooide im grünen Erz von Köslin (239—240 m T.) und sehr typisch im Hauterive der Bohrung Hornburg 6 (101,6 m T.) in einer an Festungsachat erinnernden mehrfachen Wiederholung der Krustungen (Abb. 106). Übrigens hat wohl HALLIMOND (1925) dieselbe Erscheinung in Abb. 22 dargestellt, die er als „asbestiform layer“ bezeichnet.

Kristallin und mehr oder weniger delessitisch ist auch das Pigment vieler grellgrüner Tone, die man oft mit Eisensilikatoolithen zusammen findet. Hierher gehört der von grünen Blättchen durchsetzte, von mir (BERG, 1940) erwähnte Ton von Scheppau und die grüne Masse im Bindemittel eines Sandsteins von Klemmen, die auch als Tongulle darin auftritt. Bisweilen sind diese Blättchen geldrollenartig nach Art des Wurmchlorits aggregiert<sup>28)</sup>.

<sup>28)</sup> Es sei darauf hingewiesen, daß die sehr feinen Strukturen in diesen Grundmassesilikaten zumeist nur in Dünnschliffen von Bohrkernmaterial zu sehen sind. Die geringste Oxydation, zu der die amorphen, Eisenoxydul enthaltenden Silikate stark neigen, macht in Proben vom Schichtausstrich diese Gefüge bereits unkenntlich.



Zum Schluß der Besprechung thuringitischer oder allgemein eisenchloritischer Umkristallisationen muß hier jener Erscheinung gedacht werden, deren Entstehung nicht restlos geklärt werden konnte. Es sind die schon S. 36 erwähnten, genau in der Mitte der Ooide liegenden, großen, dicktafligen Leptochloritkristalle, von denen man in vielen Fällen nicht sagen kann, ob sie zu Kernen verwendete Einzelkristalle oder Neubildungen sind. Bald findet man Argumente für die eine, bald für die andere Annahme. Vielleicht liegt etwas Ähnliches vor, wie es von den zu Glaukonit umgewandelten Biotitkristallen GALLIHERS (1935) angenommen wurde: allogene, aus Glimmerflittern bestehende Kerne, die nachträglich zu zentralgelegenen blastischen Leptochloritkristallen wieder regeneriert wurden. Die stets zentrale Lage spricht gegen eine blastische Entstehung, die wohl ausgebildete dicktaflige und selbst oft prismatische Form (Abb. 107) läßt eine Deutung als allogene mechanische Zufuhr nicht verständlich erscheinen. Es wurde auch niemals ein fremder Kern im Innern dieser großen zentralen Leptochloritkristalle gefunden, den man doch als Rest des Ooidkerns gelegentlich finden müßte, wenn sie rein blastisch entstanden wären.

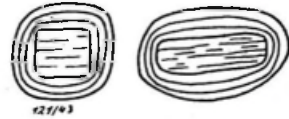


Abb. 107  
Zentrale Leptochlorit-  
kristalle in Silikatooid,  
Bohrg. Klemmen,  
276,8 m T.

Solche zentrale große Leptochlorite sind vor allem in den Eisenerzen Pommerns und Schonens verbreitet, kommen aber auch anderwärts vor, besonders in Wittmannsgereuth und in Schmiedefeld, von wo sie HOLZNER (1936) schon beschrieben hat. Auch HALLMOND beschreibt solche Dinge (S. 45 und 75) als verrottete Chamositkristalle, die den Kern eines Chamositoids bilden, so wie sie auch blastisch im „mud“ (nicht oolithischem silikatischem Eisenerz) vorkommen. Er erwähnt auch Magnetit, der zwischen die Spaltflächen eines solchen Chlorits „forming the nucleus of an oolith“ eingestreut ist (dieselbst Abb. 5). Manchmal erweist sich die rechteckig umgrenzte Kernmasse auch als wirrschuppig, zeigt aber nach Einschaltung des Gipsblättchens ein deutliches Vorwalten der im Sinne eines großen einheitlichen Individuums geregelten Teilchen (Wittmannsgereuth 138,9 und 140 m T.).

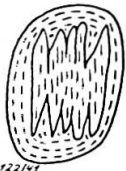
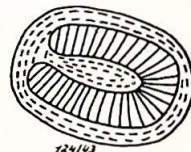


Abb. 108  
Korrodiertes großer  
Leptochlorit in  
Silikatooid Klemmen,  
276,8 m T.



Abb. 109—110  
Wurmformige Leptochlorite in Silikatooiden,  
Bohrg. Klemmen, 276,8 m T.



In der Bohrung Köslin 3 kommen fetzenförmige Chloritblätter und auch Biotitblätter in einer zwischen den Oolithen eingelagerten Sandsteinbank vor, oder in Wittmannsgereuth 137,6 m T. und in Klemmen (276,8 m T.) deutlich randlich korrodierte Chloritblätter als Kerne (Abb. 108). In der Bohrung Brendelmühl (131,5 bis 135 m T.) fanden sich große gerundet eckige Leptochlorit tafeln mit nur ganz dünner isotroper Silikathülle, in den Bohrungen Köslin 3 und Klein-Dievenow

(58,1—59,8 m. T.) dieselben ohne Ansatz von Oolith bildender Silikathülle. In seltenen Fällen kann man beobachten, daß der in der Mitte gewachsene Leptochloritkristall, der also wahrscheinlich aus einem biotitischen oder chloritischen Kern durch Regeneration entstanden ist, beim Weiterwachsen die umgebenden Ooidschalen durchdringt und mit ziemlich scharfen Ecken die Ooidschalen durchschneidet (Schmiedefeld, Erz im Hangenden des Oberen Lagers, 60. Abbau).

Interessanterweise kommen statt der im Querschnitt rechteckigen großen Einzelkristalle auch dem Wurmchlorit ähnliche Bildungen als Kerne vor. Außer den beiden abgebildeten aus der Bohrung Klemmen (Abb. 109 und 110) sind derartige Gebilde auch in Schmiedefeld am gleichen Fundort wie die eben erwähnten scharf begrenzten Einzelkristalle gefunden. Der Kern ist ursprünglich etwas anderes gewesen als die ihn umgebenden Chamosithüllen und hat daher auch nach der diagenetischen Umkristallisation andere Zusammensetzung und andere Eigenschaften als diese. So ist in den blastischen, dicktafligen Neubildungen oft der Pleochroismus viel deutlicher ausgeprägt als in der Hülle. Auch die Festigkeitseigenschaften sind andere. Im Dünnschliff einer Probe von Bohrung Köslin 3 (359,8—360,6 m T.) waren beim Schleifen überall die Chamosithüllen herausgefallen, die zentralen Kristalle aber in jedem Fall erhalten geblieben. Gelegentlich findet auch eine einheitlich blastische Leptochloritbildung sogar deutlich pleochroitisch, also biotitähnlich, in einem Glaukonitkorn statt. Die langsäulige Gestalt und der Übergang in die wirrschuppige Partie desselben Kernes macht hier die Annahme, daß es sich um einen allogenen Kern, beim Glaukonit sagen wir besser Ansatzpunkt handelt, unwahrscheinlich. Viel wahrscheinlicher ist eine von einem besonders kräftig wirkenden Keim ausgehende gleichorientierte Sammelkristallisation über einen Teil des vorher



\*25/43

Abb. 111  
Zentrale Parallelstellung  
der sonst wirrschuppigen  
Leptochloritbildung,  
Bohrg. Klemmen

Auftreten einer teilweisen Regelung der Thuringitblättchen widersprechen aber dieser Annahme.

Sehr originell und lehrreich ist ein Kern der aus Limonit besteht, sich aber durch querlaufende Spalten und Lücken als völlig vereisenter kurzsäuliger Glimmerkristall, als Pseudomorphose von Limonit nach einem Leptochlorit zu erkennen gab (Bohrung Köslin 249—252 m T.). Es ist eigenartig, daß bei Sideritisierung der regenerierte Kern verschont bleibt, die chamositische Hülle aber weitgehend verdrängt wird (Abb. 112).



\*26/43

Abb. 112  
Karbonatoid mit  
wirrschuppigen  
Silikatreten und  
zentralem Chlorit,  
Schmiedefeld, Oberes  
Lager, Ausstricherz

### Quarzneubildung

ist in den oolithischen Eisenerzen eine Seltenheit, abgesehen natürlich von der häufigen Verwandlung der Opalooide oder der Opalschalen in den Oxydooiden zu feinfasrigem Quarzin oder Chalzedon, die oft regellos begrenzte Einzelteile der Ooide ergreift. Neubildung von größeren Quarzkristallen scheint nur einzutreten, wenn

der Partialdruck der Kohlensäure besonders hoch ist, also in Zusammenhang mit sehr kräftiger Sideritisierung, oder bei der Bildung von ringförmigen Karbonatumkrustungen nach Sedimentation der Ooide. Im ersteren Falle ist allerdings in der Regel nicht Quarzneubildung, sondern im Gegenteil Lösung des vorhandenen Quarzes häufiger. Jedenfalls tritt Reaktion freier nicht kolloider Kieselsäure mit den Lösungen in diesem Falle ein.

CAYEUX (1921) hat, wie schon S. 78 dargelegt wurde, zackig zerfressene Quarzkerne als Quarzneubildung unregelmäßiger Gestalt deuten wollen. In seiner Ansicht bestärkt ihn das Auftreten kristalliner Quarzsphärolithe in einem Eisenerzbruchstück, das uns aber über die Neubildung nicht viel aussagen kann, da man ja nicht weiß, aus welchem Bildungsraume das Eisenerzbruchstück herzugebracht wurde. Auch BICHELONNE & ANGOT (1939) betonen S. 46 die Bedeutung einer „Epigenisation des sideroses par le quartz“ sehr ausdrücklich.

In dem vorliegenden Material konnten Quarzneubildungen an einem kiesreichen Oolithgestein vom Silbersiek bei Falkenhagen festgestellt werden. Kristalline unregelmäßig aggregierte Quarzneubildung zerstört von einer Seite vordringend ein als solches noch deutlich kenntliches Ooid. Auch sonst ist an diesem Gestein mehrfach feinkristalline Hornsteinbildung zu erkennen, die eine deutliche feinkörnige Verkieselung der Ooide ohne Zerstörung der Ooidgestalt mit sich bringt. Wenn wir in Bohrung Dievenow 1 (73—77,3 m T.) Quarzbruchstücke finden, die durch parallele trübe Interpositionstreifen ihre Entstehung aus kristallinen Schiefen beweisen, so ist dies für die Erklärung der Quarzneubildung wenig von Belang, denn wie bei den von CAYEUX angegebenen Quarzsphärolithen wissen wir nicht, ob die Verkieselung des Schieferbruchstücks im Bildungsraum der Ooide stattfand oder bei der Diagenese, oder ob das Stück, was wohl das Wahrscheinlichste ist, schon fertig verkieselt aus anderem Raume dem Oolithbereich zugeführt worden ist. Bedeutungsvoller erscheint schon das Vorkommen von Sideritnestern in einem quarzigen Kern eines sehr stark sideritisierten Ooliths von Bohrung Ribbesbüttel 1 (1254,7 m T.). Wahrscheinlich handelt es sich hier um die auflösende Wirkung von bikarbonatischer Lösung auf Quarz, doch könnte auch ein Nachwachsen des Kernes unter Bildung von Sideriteinschlüssen in Frage kommen. Ein solches Nachwachsen des Kernes wird ausdrücklich von P. SCHNEIDERBOHN aus Erzvorkommen von Simmelsdorf erwähnt; ein schmaler aber deutlicher Rand von neugebildetem Quarz rings um einen quarzigen Ooidkern. Auffallend ist ferner der von HOLZNER (1936) beschriebene Quarzkern eines Thuringitoooids mit eingewachsenen, konzentrisch angeordneten Thuringitschüppchen.

Ganz unzweifelhaft blastische Quarzneubildungen liegen nur aus einer Gesteinsprobe der Bohrung Isenbüttel 5 (Korallenoolith, 1563—1564 m T.) vor. Es handelt sich um eines jener Oolithgesteine, das rings um die eisensilikatische Ooidschalenbildung noch eine Rinde von feinstkristallinem Karbonat trägt, in der meist durch strichweise verteilte Trübung eine radialstrahlige Struktur angedeutet ist, die sich aber im polarisierten Licht nicht als Regelung kenntlich macht. Zwischen Silikat und Karbonat ist oft noch ein Kranz von kleinen Pyritwürfelchen eingewachsen. Diese Ooide haben Quarzkerne und die ursprünglich formlos begrenzten Kerne sind oft zu scharf begrenzten Quarzkristallen ausgewachsen. Die neu angesetzte Kieselsäure, deren kristallischer Aufbau sich nach demjenigen des Kernes richtet, ist kenntlich durch eine feine Trübung, die im Bereich der Karbonatumkrustung noch deutlich die radiale Anordnung erkennen läßt (Abb. 113). Auch der Pyritkranz bleibt meist im neugebildeten Quarz noch wohl erhalten. Andere Fälle, die aus den vorstehend geschilderten Verhältnissen leicht zu erklären sind, ersieht man aus den

Abb. 114—116. Abb. 116 stammt aus einem Ooid, in dem die Karbonatumkrustung unmittelbar um einen Quarzkern, also ohne inneres Eisensilikatooid und ohne Kieskranz angesetzt war.



Abb. 113  
Kalkoooid, fast ganz durch Quarzneubildung verdrängt, Isenbüttel 5, 1566 m T.

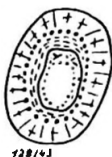


Abb. 114—115  
Neugebildete Quarzkristalle in Silikaloooiden mit Karbonatkruste und Pyritkranz, Bohr. Isenbüttel 5, 1563—1564 m T.

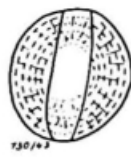


Abb. 116  
Zu idiomorphem Kristall ausgewachsener Quarzkern eines Kalkoooids

Selbstverständlich können kalkige Oolithgesteine besonders leicht verkieselt werden. Im allgemeinen geht dabei die Oolithstruktur verloren, und es bildet sich ein kristalliner Hornsteinquarzit. In einer Probe von verkieseltem Dolomit des Oberen Stubensandsteins Schwabens waren aber Ooide dadurch noch kenntlich, daß an Stellen, wo sie im Gestein einst saßen, die kleinen Quarzpartikelehen nicht in wirrer Lagerung, sondern in konzentrisch strahliger Regelung gewachsen waren.

### Magnetitneubildung

Als primärer Gemengteil kommt Magnetit öfters in Kernen vor. Die Flüsse, die in die Lagune mündeten und dort die Oolithbildung durch den Eisengehalt ihres Wassers verursachten, müssen ja aus einem eisenreichen Hinterlande gekommen sein. Es ist daher nicht verwunderlich, wenn sie gelegentlich Magnetitkörnerchen mitbrachten. Das beweist nur, daß neben eisenziehender Verwitterung auf dem Festlande auch mechanische Zerstörung eisenreicher Gesteine im Gange war. In der Regel allerdings sind die Kerne infolge ebendieser eisenziehenden Verwitterung, auf die auch v. FREYBERG (1941) schon hinweist, frei von primär vorhanden gewesenen Eisenmineralien. In drei von den vielen untersuchten Eisenoolithgebieten ist das Vorkommen von Magnetit als Kern der Ooide gelegentlich auch von größeren nicht umrindeten Magnetitgeröllchen (immer noch von mikroskopischen Ausmaßen) besonders häufig: 1. in den Oolitherzen des Dogger  $\beta$  bei Pegnitz, z. B. Langenreuth bei Pegnitz, Leopoldstollen bei Vorra, Weißenbrunn, Hersbruck (hier zusammen mit Quarzitschiefer und Plagioklas); 2. im Callovien von Pommern, Bohrung Degow (170—171 m T.), Bohrung Klemmen (333—335 m T.), Bohrung Brendelmühl (126,8—131,5 m T.); 3. in den Eisenerzen im Jura von Schonen. Hier sind die Magnetite nach den Beobachtungen HADDINGS (1933) deutlich in einzelnen dünnen Schichten angehäuft, die man als Schwersandstreifen des ehemaligen Küstensandes auffassen muß.

Im Erz von Kullemölla wurden als Kerne Magnetite in flachen spanförmigen Körnchen beobachtet, die ganz den Eindruck machen, als wären sie aus einem kristallinen Schiefer herausgewaschen. PALMQUIST (1937, S. 187) möchte diese Kerne als Ilmenit ansprechen, da das Gesamt Erz einen Titangehalt von 0,22—0,38%  $\text{TiO}_2$

enthält. Solche Titangehalte sind aber auch in anderen Oolitherzen durchaus nicht unbekannt. Bemerkenswert ist das Vorkommen von Magnetit mit deutlich rötlicher Farbe im Schrägauflicht, die offenbar auf Martitisierung zurückzuführen ist (Bohrung Klemmen 296,3—297 m T. und 286—288 m T.). Auch den Eisentrümmererzen des Harzvorlandes ist die Führung von Magnetitgeröllchen nicht ganz fremd. Lagenförmig struierter Magnetitschiefer bildet Kerne und kleinste Geröllchen im Barrême des Eisenkuhlenbergs bei Goslar, rundliche Magnetitkörnchen wurden im Neokom der Bohrung Sackwald (122 m. T.) beobachtet.

Bemerkenswerter als das Vorkommen allogener Magnetitgeröllchen ist die diagenetische bis anchimetomorphe Magnetitneubildung in verschiedenen Eisenoolitherzen. Schon mehrfach beschrieben ist das Vorkommen sehr kleiner Magnetitoktaeder in der Grundmasse der unteren Lager des Minettebezirks, namentlich im Grünen und Schwarzen Lager von Longwy-Briey. Hier kommt der Magnetit nur in der dunkelgrünen, isotropen Grundmasse zwischen den Ooiden vor. Solche Magnetitbildung findet sich auch gelegentlich im Glaukonit, der ja, abgesehen von seinem Kuligehalt, dieser isotropen silikatischen Oolithgrundmasse auffallend verwandt ist. Doss (1912) hielt den feinen, schwarzen Staub, der in den Glaukonitkörnchen bald im Zentrum, bald in den Randpartien, bald auch ganz unregelmäßig verteilt vorkommt, für Eisensulfid. BERZ (1921, S. 133) aber, dem man auf Grund der hier untersuchten Präparate zustimmen möchte, bestimmte ihn als Magnetit. (Eisensulfidstaub mit deutlich messinggelber Reflexfarbe kommt aber ohne Zweifel ebenfalls im Glaukonit vor.) Der feinste Magnetitstaub ist oft eine recht frühzeitige Bildung. In einer Erzprobe von Nutschitz kann man feststellen, daß er schon vor der Sideritisierung entstanden ist, denn der Staub wird beim Wachstum blastischer Sideritkriställchen pinolithartig zwischen den einzelnen Kristallindividuen zusammengeschohen.

Eine Bildung von kleinen Magnetitkriställchen im Innern der Silikatoide konnte in der Bohrung Ribbesbüttel (1254,7 m T.) beobachtet werden. Öfters sind die Magnetitkriställchen im Ooid kranzförmig angeordnet, wodurch bewiesen wird, daß bestimmte eisenreiche Lagen des Ooids zur blastischen Magnetitbildung besonders geeignet sind. Auch GAUB (1910, S. 57) weist schon darauf hin, daß die dunkelgrünen Oolithe wesentlich mehr Magnetit führen als die helleren.

Gelegentlich kommt Magnetit nicht nur in kranzförmig angeordneten Einzelkristallen, sondern in geschlossenen, ringförmigen Lagen in den Ooiden vor. HALLIMOND (1925) bildet Abb. 13 Oolithe „zoned with magnetite“ ab, während er S. 73 von in bestimmten Zonen fein verteiltem Magnetit spricht. WURM möchte infolge solcher Erscheinungen an eine primäre Magnetitausscheidung, genetisch gleichwertig und abwechselnd mit der Silikatausscheidung, glauben. Auch GAUB hält die in den Ooiden eingestäubten Magnetite für primär ausgeschiedene Bildungen.

Nach Beobachtungen an Erzen der Bodenwöhrer Bucht sind solche kompakte Magnetitlagen in Silikatooiden aber ganz anders aufzufassen. Besonders die mikroskopische Untersuchung von magnetitischen Erzen aus der Bucherzeche bei Bodenwöhr, die entlang der Randverwerfung des Bayerischen Waldes aufgerichtet und dynamometamorph verändert sind, führt zu dem Ergebnis, daß der Magnetit wohl erst nachträglich durch Epimetamorphose entstanden ist. Die von WURM (1924) untersuchten und abgebildeten Proben zeigen allerdings lagenweisen Wechsel von Eisensilikat (Chamosit) und Magnetit. Aber schon in WURMs Abbildung sieht man, daß die Lagen unvollkommen und öfters unterbrochen sind, und auch nicht die Form scharf ausgebildeter blastischer Magnetitoktaeder wie in den thuringitischen Erzen haben. Die Unvollkommenheit und Un-

regelmäßigkeit der Magnetitlagen steht in auffallendem Gegensatz zu dem feinschaligen Gefüge der Silikatlagen. Der Wechsel ist nicht feinschaliger; als er in anderen Vorkommen zwischen Silikat und Siderit beobachtet wird, in Vorkommen, in denen die Sideritbildung ebenfalls als spätere diagenetische Umsetzung angesehen werden muß.

Die mikroskopische Untersuchung massiger Magnetiterze der Bucherzeche in Anschliffen ließ keinen Zweifel an der nachträglichen Bildung des Magnetites. In vielen Fällen sind hier außerordentlich deutlich ganze Ooide und außer ihnen auch die Grundmasse, in der sie liegen, in Magnetit verwandelt. Die Ooide sind noch durch ringförmige zarteste Einstäubungen von Quarzstaub im Magnetit zu erkennen. Bisweilen ist neben dem eisengrau reflektierenden Magnetit auch rötlichgrauer Hämatit zugegen. Die Grenzen zwischen diesen beiden Erzen sind oft schalig angeordnet, doch ist der Grenzverlauf ausgesprochen unregelmäßig und feinzackig. Grobe Quarzkörner sind im Magnetit vielfach vorhanden, doch sieht man öfters ganz deutlich, daß es die ehemaligen Kerne der durch die Quarzeinstäubung gekennzeichneten Ooide sind. Teilweise liegen sie auch als nicht umkrustete Geröllchen mitten in der magnetitischen oder hämatitischen Grundmasse. Bemerkenswert ist es, daß die Quarzkörner meist dunkelbraunrote Innenreflexe zeigen. Namentlich bei Beobachtung im auffallenden polarisierten Licht bei Kreuzstellung der Nikols, wenn die Magnetitreflexe ausgelöscht sind, treten die Quarze sehr deutlich als dunkelrote, die Hämatitgebiete als ganz blaß rötlich schwarze Partien heraus. Die rote Färbung zeigt uns, daß die Grenzflächen der im Anschliff angeschnittenen Quarzkörnchen gegen das Erz mit feinem Eisenoxydstaub belegt sind.

An den nur durch Quarzeinstäubung erkennbaren Ooiden kann man die verschiedensten Einzelheiten feststellen, die sonst in nicht umgewandelten Oolithgesteinen zu beobachten sind: Man findet Ooide mit Ooidbruchstücken als Kern und die von KALKOWSKY als „Brutbeutel“ bezeichneten Anhäufungen kleiner Ooide, die durch gemeinsame Umrindung zu einem Sammeloid zusammengefaßt sind. Auch Rindenooide mit ganz großem Kern und schmaler Rinde wurden gefunden. Der Kern besteht aus grobem Aggregat von Quarz und Magnetit und ist allogen gebildet, die Rinde besteht aus Magnetit mit ringförmigen Quarzeinstäubungen, die umgebende Grundmasse aus massigem Magnetit. Manchmal kann man eine doppelte Umkrustung, außen von Magnetit, innen von Hämatit, beobachten. Auch bogenförmige Querschnitte von Muschelsplittern sind durch feine Quarzbestäubung bisweilen noch in der Grundmasse erkennbar. — Selbst Echinodermengefüge erkennt man sehr deutlich in den Kernen der Ooide: Die ehemaligen Hohlräume sind als kieseliger Roteisenstein, die ehemaligen Kalkkörper als Magnetit erhalten. Offenbar waren schon vor der magnetitischen Umwandlung die Hohlräume mit Limonit oder Goethit gefüllt, und es wurde der Kalk durch neugebildeten Magnetit verdrängt, das Eisenhydroxyd in den Hohlräumen wurde aber nicht reduziert, sondern nur entwässert, d. h. in Hämatit verwandelt<sup>29)</sup>. Es handelt sich also um eine sehr vollkommene Pseudomorphose von Magnetit nach einem Oolithgestein.

<sup>29)</sup> Einen ganz ähnlichen Vorgang müssen wir für die Umwandlung des Ooids annehmen, das WURM (1924) als Fig. 2 abbildet: Ein Chamositoid enthält als Kern ein Stück Crinoidenstiel, dessen Kanäle mit Chamosit gefüllt sind, dessen ehemalige Kalkmasse aber jetzt aus Magnetit besteht. Wir sehen hier, daß zumindest der Magnetit in diesem Ooidkern durch spätere Umwandlung eines Karbonates gebildet ist, wie wir das auch oben für die nach unserer Ansicht aus Siderit entstandenen ringförmigen Magnetiteinlagerungen in Silikatoiden annehmen.

Der Umstand, daß der Magnetit in erster Linie das Karbonat verdrängt, erklärt es, daß er in den Magnetiterzen der Bodenwöhrer Bucht nicht wie in den Thuringitlagerstätten als blastische Oktaeder, sondern wie der sekundäre Siderit in mehr oder weniger kranzförmigen Einlagerungen in den Ooiden auftritt. Daher ist die Grenze zwischen Magnetit und Eisensilikat auch nicht ganzrandig, sondern der Magnetit dringt zackig und buchtig gegen den Chamosit vor. Gelegentlich wurden in den Silikatooiden auch winzige freischwebende Magnetitkörnchen beobachtet, deren Formen an Rhomboederquerschnitte (Pseudomorphosen nach blastischem Siderit) erinnern.

Hämatit bildete sich wohl dort, wo das Eisensilikat schon vor der epizonalen Metamorphose durch Oxydation in Limonit verwandelt war, oder wo schon primär Goethit und Kieselsäure statt Eisensilikat ausgeschieden worden war.

Einen Schritt weiter in der Metamorphose mit Magnetitbildung finden wir im Chamosit von Chamossen. Von hier erwähnt GAUB (1910, S. 56) Sprünge, die randlich von Magnetitstaub besetzt sind, und im Innern mit „Chamosit“, wohl richtiger „einem Eisenchlorit“, erfüllt sind. Hier sind also schon deutliche Stoffwanderungen im Sinne einer Lateralsekretion in mikroskopischem Ausmaße eingetreten. GAUB erwähnt auch von der Windgälle eine dort außerordentlich verbreitete Verwachsung von Magnetit mit Muskovit, deren Entstehung noch weiter erforscht werden müßte.

Als Schlußglied metamorpher Umwandlung (ohne wesentliche Durchbewegung) erhalten wir zuletzt die silurischen Eisenerze vom Vogtländischen Typus, die nur aus regellos gelagerten Thuringitblättchen mit eingestreuten Magnetitoktaedern bestehen. Wenn Durchbewegung mit der Metamorphose verbunden ist, entstehen dunkle, stark eisenhaltige magnetitführende Chloritschiefer.

## VIII. Pyritbildung

Die Pyritbildung in den oolithischen Eisenerzen ist eine diagenetische Erscheinung. Am primären Aufbau der Ooide beteiligt sich der Pyrit nicht; kugelförmige Pyritgebilde erweisen sich bei genauerer Untersuchung entweder als konkretionäre Sphärolithe oder als Pseudomorphosen von Pyrit nach silikatischen oder oxydischen Ooiden.

Auch HALLIMOND (1925, S. 53) nimmt an, daß alle deutlichen Pyritooide durch Verdrängung von Silikatooiden entstanden seien, und auch CORRENS (1942, S. 56) faßt die Pyritbildung im Blaueschlick als frühdia-genetisch auf.

Die Bindung des Pyrits an organische, insbesondere bituminöse Bestandteile des Gesteins ist in vielen Fällen sehr deutlich. Verkieste Pflanzenreste wurden allerdings nur in einer Bohrung von Aalen (Bohrung Burgstall, 78,7 m. T.) gefunden, verhältnismäßig häufig ist aber die Ansammlung von Kies in den Kanälen der Echinodermenbruchstücke, wodurch deren Mikrostruktur dann vorzüglich sichtbar wird (z. B. *Bucklandi*-Erz der Grube Friederike bei Harzburg und Probe von Bohrung I-senbüttel 6, 1268,8—1274,9 m T.). Auch die Ansammlung von Pyrit im Zentralkanal von Crinoiden-Stielgliedern kommt gelegentlich vor. ALDINGER & FRANK (1942) erwähnen pyritisierte Ooide und pyritisierten Schill aus der strandfernen Fazies des Lias *a* (Oolithenbank und „Kupferfels“).

Die Oolithgesteine mit erheblichem Kiesgehalt haben meistens schwarze oder dunkelgraue Grundmasse (Stoberg, Bohrung Hornburg 16). Wenn bituminöse und nicht bituminöse Schichten wechsellagern, ist der Kiesgehalt in ersteren viel höher. Im Lias *a* von Wellendingen sind zwischen den Ooiden liegende Bitumenflasern

teilweise in kompakten Pyrit umgewandelt. Meist ist der Kies, der im Bitumen auskristallisiert ist, ganz rein und hellgelb, doch wurde, z. B. in Bohrung Hornburg 16 auch rötlich schwarzer, von Bitumen durchsetzter Kies nachgewiesen.

Die Ausscheidung des Schwefeleisens, oder zumindest die Konzentration desselben zu massigen Gebilden muß, wie schon gesagt, als frühdiagenetisch angesehen werden. C. R. BAIER (1937) hält es durchaus für möglich, daß an der Oberfläche des Wassers Oxydationsvorgänge vor sich gehen, während am Grund im Schlamm starke Reduktion gelöster Sulfate zu Sulfiden im Gange ist.

In der Regel liegt der Pyrit in der Form blastischer ringsum ausgebildeter Einzelkristalle vor, seltener ist er zu unregelmäßig runden, oft wurstförmigen oder plattenförmigen kleinen Konkretionen vereinigt, bisweilen findet man beide Bildungsarten im gleichen Schliff. Die Regel ist eine ungleichmäßig verteilte, schwarmweise Anhäufung von Pyritkriställchen. Gleichmäßige Verteilung über das ganze Gestein kommt nur selten vor. Pyritbildung ist in der Grundmasse sehr viel häufiger als im Innern der Ooide, weil die Ooide ja nur zum geringen Teil und auch dann nur in einzelnen schmalen Schalen Bitumen enthalten, und weil sich der Pyrit meist an derselben Stelle bildet, an der das Bitumen zugegen ist. Doch kommen auch gut entwickelte Pyritkristalle mitten in Ooiden vor (Bohrung Dannenbüttel, 657 m T.). Gelegentlich konnte auch eine verschiedene Größe der Pyritkristalle in den Ooiden und in der Grundmasse beobachtet werden (*Parkinsoni*-Oolith der Bohrung Talheim 99,7 m T.). Hier sind auffälligerweise die Pyritkristalle in den Ooiden viel größer als in der Grundmasse, sie sind in den Ooiden jedoch viel spärlicher. Der Unterschied ist also darin begründet, daß sich in der bitumenreicheren Grundmasse überall Keime bilden konnten, die sich dann gegenseitig in der Zufuhr des Eisens aus der Umgebung behinderten, während die wenigen Keime in den bitumenarmen, aber eisenreichen Ooiden längere Zeit ungestört weiter wachsen konnten.

Pyritkristalle sprossen in allen eisenhaltigen Bestandteilen der Oolithgesteine hervor. Sie treten daher auch in den Toneisensteingeröllchen, die in vielen Vorkommen zwischen den Ooiden liegen, häufig auf (z. B. Bohrung Damme im Oberemscher). Besonders reichlich und gut entwickelt fanden sich die Kristalle in einer Phosphoritkonkretion von Schmiedefeld. Der Phosphorit deutet ja auf starke Beteiligung von organischer Substanz an der entsprechenden Stelle des Sediments. Auch im oolithführenden Toneisenstein von Truskolasy im Kreise Blachstädt wurden blastische Pyritkristalle gefunden. Im Toneisenstein von Grodisko und Wlodowice bildet der Pyrit oft kleine fadenartige Formen, die wahrscheinlich an die Stelle ehemaliger schalenloser Organismen oder Gewebefetzen getreten sind. Die weit überwiegende Heimat des Pyrites ist die Grundmasse zwischen den Ooiden eigentlicher Oolithgesteine, besonders deutlich z. B. in einer Probe aus der Bohrung Ribbesbüttel (1254,7 m T.). In einer pommerschen Erzprobe hat der Pyrit die Grundmasse ganz verdrängt aber die Ooide unversehrt gelassen.

Die konkretionären, aus Verwachsung vieler Pyritindividuen bestehenden Schwefelkiesauscheidungen haben, wie alle solche Konkretionen, die verschiedensten Formen. Oft erinnern sie stark an die sog. Hieken des Kupferschiefers, oft sind es unregelmäßig runde amöboide Knöllchen (Achimbohrung 16 165,5—167,3 m T.). Gern sind sie auch wurstförmig langgestreckt (*Parkinsoni*-Oolith der Bohrung Talheim, 100,1 m T.). Ziemlich vollkommen kugelförmige Pyritaggregate, also Pyritsphärolithe sind nicht häufig (silurischer Silikatoolith von Raasch bei Beraun). Solche Kiesklumpungen verdrängen oft nicht das ganze Gestein, in dem sie entstanden sind, sondern lassen einzelne besonders widerstandsfähige Gemengteile, besonders Quarze, bestehen, die dann als Einschlüsse in ihnen liegen. Die Ober-



fläche der knollenförmigen Gebilde ist selten ganz glatt, meist ist sie mit Kristallflächen bedeckt. Hierdurch gehen die Klumpen in mehr oder weniger eng miteinander verwachsene Kristallaggregate, Kristallnester, über (Bohrung Isenbüttel 10, 1062 m T.; *Bucklandi*-Erz der Grube Friederike bei Harzburg; Bohrung Hornburg 6, 101,4 m T.).

Sekretionäre Schwefelkiesanhäufungen in Hohlräumen sind seltener, doch kommt Pyritanreicherung besonders in Schrumpfungsrissen ehemals gelartiger Körper vor, z. B. in Radialspürngen geplatzter Ooide oder auch in Spalten kleiner Opalausscheidungen (Bohrung Brendelmühl, 121 m T.). Auch in den Schrumpfungsrissen kleiner Tonbröckchen kann Kies sich festsetzen (Bohrung Köslin, 325,3 bis 326,8 m T.).

Eine besonders interessante Ausbildung des Schwefelkieses, die verhältnismäßig häufig ist, besteht in einer baumförmigen, dendritischen Wucherung unregelmäßig aneinander gereihter Einzelkristalle, die von einem festen Ansatzpunkt, meist von der Oberfläche eines Ooids aus, die Grundmasse durchwuchert (Abb. 117).

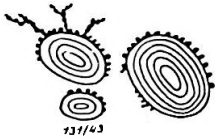


Abb. 117

Pyritkristalle auf Oxydoid aufgestäubt und dendritenartig in die Grundmasse hinauswachsend, *Jamesoni*-Erz von Könnickenrode Bohrg. Isenbüttel 5, 1655 m T.

Recht oft ist der Pyrit rindenförmig auf die Oberfläche der Ooide aufzementiert, und zwar meist nur über einen Teil etwa die Hälfte der Ooidoberfläche. Es setzen sich wohl auch kleine Pyritknötchen warzenartig auf die Oberfläche der Ooide an (Abb. 118). Sie erinnern dann bisweilen an verkieste Ophthalmidien, sind aber anorganischer Entstehung. Selten ist der Pyrit an andere, nicht eisenhaltige Partikel, etwa an Quarze oder Kalksteinbröckchen angesetzt (Bohrung Isenbüttel 9, 281,2—287,5 und 298—303,2 m T.). Nach außen sind diese Rinden meist mit Kristallflächen begrenzt, nach innen, also in die Ooide hinein wuchern sie mehr oder weniger

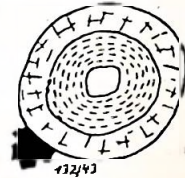


Abb. 118  
Oxydoid mit Kalkkruste und aufgewachsenem Pyritaggregat

unregelmäßig. Sehr schön zeigen solche Wucherungen sich im schwefelkiesreichen Erz von Silbersiek bei Falkenhagen, in dem man stellenweise eigentliche Pseudomorphosen von schaligem Pyrit nach ursprünglich gebildeten Ooiden feststellen kann. Auch in Muschelsplitter dringt der Pyrit von der aufzementierten Sulfidrinde aus gelegentlich vor (Deroceraten-Bank der Grube Friederike bei Harzburg). Auf Karbonatumkrustungen setzt sich Pyrit besonders gern auf, greift sie aber auffallenderweise nicht an. An Quarz setzt er sich nur dann, wenn dieser Spuren von Oxyd- oder Silikatumkrustung zeigt.

Wenn der Kiesansatz sich rings um ein Ooid zusammenschließt, kann der Eindruck entstehen, als ob eine primäre den Eisenoxyd- oder Silikatschalen gleichwertige Kiesschale das Ooid umschlösse (*Jamesoni*-Erz im Lias  $\gamma$  von Könnickenrode). Noch viel stärker wird dieser Eindruck, wenn der Kies kranzförmig im Innern des Ooids einzelne Lagen imprägniert oder verdrängt hat, eine Erscheinung, die namentlich in vielen Proben der Bohrung Isenbüttel 5 und Klemmen beobachtet werden konnte (Abb. 119), oder wenn er sich nachträglich unter Verdrängung der Ooidmasse rings um den Kern angesiedelt hat. Auch in solchen Fällen läßt sich bei sorgfältiger Beobachtung immer nachweisen, daß der Pyrit nachträglich in das Ooid eingewandert ist, denn oft gehen diese Schalen nicht ringsum in gleichmäßiger Dicke, sondern sind unregelmäßig auch einmal oder mehrmals unterbrochen, oder sie lösen sich

gar in Kränze einzelner Pyritkriställchen oder kleiner Pyritaggregate auf (Erz von Klemmen und vom Tagebau in Schmiedefeld).

Bisweilen kann man auch feststellen, daß sich der Schwefelkies an die Stelle einer früheren ringförmigen Sideritwucherung gesetzt hat (Bohrung Klemmen, 276,8 m T.). Er kann sogar die blastischen Rhomboeder verdrängen, ohne das beherbergende Silikat anzugreifen (Bohrung Wittmannsgereuth, 138 m T.). Auch im Kalkpanzer, der so häufig die Ooide im Korallenoolith von Isenbüttel umzieht, treten solche Kränze einzelner Pyritaggregate auf (Abb. 120).

Natürlich können Kieswucherungen auch im Innern von Glaukonitkörnchen auftreten. Ihre Form ist dann vollkommen regellos (*Arietten*-Erz von Sommerschenburg, 11,2 m T.). Auch Toneisensteinbröckchen oder vereisete Kalkbröckchen können unregelmäßig von Pyrit durchwuchert werden (Achimbohrung 16, 165,5 bis 167,3 m T. und Bohrung Ribbesbüttel 1282,2—1283,1 m T.). In einer Phosphoritknolle aus dem Erz von Nutschitz ist durch Kieswucherung eine ehemalige Schichtung des Gesteins, in dem die massige Phosphoritknolle sich konkretionär gebildet hatte, als abwechselnd stärkere und schwächere Pyritansiedlung wieder betont worden.

Bisweilen bildet der Pyrit nur eine ganz feine Durchstäubung des Erzes, deren messinggelbe Reflexfarbe nur bei sehr kräftigem schrägen Auflicht zu sehen ist. Aber auch dieser feinste Staub ist meist in den Ooiden konzentrisch angeordnet und bildet hier wohl schwach bituminöse Einzelschalen des jeweiligen Ooides ab (Bohrung Dannenbüttel 5, 101—103 m T. und Isenbüttel 6, 1268,8—1274,9 m T.).



Abb. 119  
Pyritkranz unter  
der Kalkrinde im  
Silikatooide

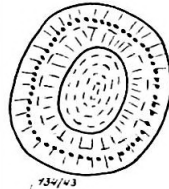


Abb. 120  
Pyritkranz in der  
Kalkrinde eines Ooids

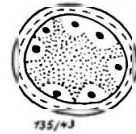


Abb. 121  
Rindenooid  
mit Glaukonitkern,  
rings um  
Kies-  
kriställchen  
entfärbt.  
Bohrung  
Klemmen,  
276,8 m T.

Im Glaukonit, wo auch Magnetitstaub fein eingestreut sein kann, ist es oft schwer mit Sicherheit zu entscheiden, ob Pyrit oder Magnetit die feine schwärzliche Trübung im Innern des Kornes bedingt. Der feine Staub ist manchmal durch Sammelkristallisation zu größeren Körnchen konzentriert, von denen dann jedes mit einem staubfreien Kristallisationshof umgeben ist (Abb. 121). HALLIMOND (1925) hält allgemein den feinen opaken Staub in den Glaukoniten für Pyrit.

Markasit scheint bei der Eisensulfidausscheidung keine wesentliche Rolle zu spielen. Nur einmal, in einem Erz vom Schurf bei Raasch wurde ein vielleicht markasitisches Eisenbisulfid festgestellt. Es erscheint megaskopisch gelblichgrau und im Sehrägauflicht (auf den Dünnschliff) trüblichgelblich und radial feinfasrig.

In einigen Fällen sieht man, daß das Wasser, in dem sich die Ooide absetzten, bereits schwefelwasserstoffhaltig war. Die Kalkkörnchen sind dann von außen herein mit Kies imprägniert (*Sinon*-Oolith im Dogger  $\beta$  von Gosheim). Besonders die kleinen Kanäle in den äußeren Teilchen der Echinodermenbruchstücke sind gern

mit Kies gefüllt. Man sieht, daß die Bröckchen ein Bad in einer „Sulfidjauche“ durchgemacht haben. Im Glaserz von Kladno konnte beobachtet werden, wie ins Innere einer Muschelschale eingeschwemmte Ooide von einer späteren Pyritisierung des umliegenden Erzes verschont geblieben sind.

In sehr vielen Fällen kann man nachweisen, daß vor der Kiesausscheidung eine Sideritisierung des Ooides stattgefunden hat, daß sich der Kies zwar zunächst an die Stelle des Karbonates gesetzt hat, dann später aber von diesen Angriffsstellen aus ins silikatische Erz hinausgewuchert ist. Besonders deutlich zeigt sich dieser Vorgang im Erz vom Silbersiek bei Falkenhagen und im kiesigen Erz des Schurfes von Raasch bei Beraun. Durch vorherige Sideritisierung ist wohl auch ein eigenartiges Ooid aus Bohrung Isenbüttel 5 zu erklären, das geradezu aus abwechselnden Lagen von Goethit und Pyrit besteht, eine vom Standpunkt des Reduktions- und Oxydationspotentials völlig widersinnige Erscheinung. Wenn das ganze Erz durch Pyrit ersetzt ist, bleiben nur die Quarzkerne als unzersetzte Einschlüsse im Kies übrig und auch diese sind oft deutlich am Rande angefressen. (Bohrung Wittmannsgereuth, 136,35 und 137,6 m T. sowie *Centaurus*-Erz von Markoldendorf.)

Im Makrocephalen-Oolith des Zimmerer Waldes in Hohenzollern sind Ooide durch großkristalline Karbonataggregate metasomatisch ersetzt. Der ehemalige Schalenbau ist durch ringförmige Pyriteinlagerungen noch sichtbar. Hier müßte man eine späte Karbonatbildung nach der Pyritisierung annehmen, falls nicht der Pyrit erst später aus älteren eisenoxydischen Einlagerungen hervorgegangen ist, die von der Sideritisierung zunächst noch verschont geblieben waren, doch wäre ein solcher Vorgang sehr ungewöhnlich und daher recht unwahrscheinlich.

Sehr selten kommt es vor, daß der Schwerpunkt der Pyritisierung nicht in den Ooiden oder in der Grundmasse, sondern in den Kernen liegt. Kerne mit großen Pyritnestern fanden sich z. B. im Oolithkalk des Lias  $\alpha$  von Wellendingen und im *Jamesoni*-Erz des Lias  $\gamma$  von Könnekenrode.

Manchmal kann man nachweisen, daß der Eisengehalt des Pyrits dem umliegenden Ooid entzogen ist (ALDINGER & FRANK, 1942, S. 95 nehmen eine solche Auswanderung des Eisens bei der Karbonatisierung mit gleichzeitiger Pyritbildung allgemein an). Es fanden sich im Tonschiefer von Raasch entfarbte, jetzt aus Hornstein bestehende Oolithkügelchen mit zentraler Kiesausscheidung. Wenn der ganze Kern aus Pyrit besteht, und die Schalen sulfidfrei sind, gerät man oft in Zweifel, ob nicht der Pyrit als Geröllchen dem Oolithbereich zugeführt wurde und dann als Kern für eine Ooidbildung diente. BERZ (1926, S. 393) nimmt das Vorhandensein solcher primärpyritischer Kerne an, und auch im vorliegenden Material fand sich im silikatischen Oolith von Bohrung Isenbüttel 5 ein Exemplar, das vielleicht als pyritischer Kern angesehen werden kann. Da der Eisengehalt des Meerwassers, in dem sich die Oolithe bilden, aber unzweifelhaft aus einer Verwitterungszone mit eisenentziehenden Vorgängen stammt, so ist es doch recht unwahrscheinlich, daß sich unzersetzter Pyrit als mechanisch zugeführter Gemengteil des Sediments erhalten haben kann.

Selbstverständlich wird am Ausstrich der oolithischen Eisenerzlager deren etwaiger Pyritgehalt zu Eisenoxyd zersetzt. Es entsteht dabei meist nicht eine rein braune limonitische, sondern eine mehr oder weniger rote goethitische Modifikation des Eisenoxydhydrats. Oft kann man die verschiedenen Ausbildungsformen des ehemaligen Pyrites auch in der oxydierten Form noch wiedererkennen, weil der Pyrit schon zu einer Zeit restlos oxydiert ist, in der das Gefüge des Oolithgesteins noch nicht durch Zersetzung aller anderen Komponenten weitgehend zerstört ist. Eisenoxydische baumförmige, von den Ooidoberflächen in die Grundmasse vor-

dringende Bildungen fanden sich z. B. im Neokomerz der Grube Finkenkühle und im *Parkinsoni*-Oolith von Beuren. In einer Probe von letzterem Fundort wurden auch die erwähnten, an Ophthalmidien erinnernden warzenförmigen Anwüchse an den Ooidschalenflächen in oxydischer Form wiedererkannt. Ebenso findet man natürlich vielfach Pseudomorphosen von Limonit nach blastischen Pyritkristallen.

Was nun den chemischen Vorgang anbelangt, durch den die Pyritisierung verursacht wurde, so konnten eine Reihe recht interessanter Einzelbeobachtungen gemacht werden. Obwohl natürlich ein wesentliches Oxydationspotential an den Stellen, an denen Pyrit kristallisiert, nicht herrschen kann, braucht doch auch keine wesentliche Reduktion mit dem Absatz des Sulfides verbunden zu sein. Auch die ganz oxydisch hämatitischen Teile des Wabanerzes von Neufundland führen z. B. Pyrit, und ein Ammonit im *Lytoceras*-Erz von Kahlfeld bei Echte (Lias  $\gamma$  2) führt in seinem Innern reichlich Pyrit, obwohl er im Gegensatz zu dem schwarzen Tonbindemittel der Umgebung mit rotem eisenoxydischem Schlamm gefüllt ist.

Das wesentliche bei der Entstehung des Pyrites ist die Zufuhr von  $H_2S$ , denn Fe ist ja überall im Überschuß vorhanden. Der Schwefelwasserstoff aber braucht nicht aus der Reduktion von Sulfaten entstanden zu sein, sondern kann auch aus der Zersetzung von Eiweißstoffen hergeleitet werden. Die auffällig enge Beziehung der Pyritführung zur Bitumenführung spricht sehr für diese Entstehung, und die Menge des Kieses ist in den meisten Fällen so gering, daß solche Erklärung durchaus erlaubt sein dürfte. Im Oolith des Lias  $\alpha$  von Wellendingen fanden sich Bitumenschlieren, die in einem Teil der untersuchten Probe durch gleichlaufende Schwefelkiesschlieren ersetzt sind.

Auffallend ist das viel häufigere Zusammenvorkommen von Pyrit mit Silikatoiden als mit Oxydoiden. Die Pyritbildung ist eben ein sehr frühdiaenetischer Vorgang und die Bildung der Oxydooide geht nur bei ausgesprochenem Oxydationspotential vor sich. Zumeist wird dieses noch in die frühdiaenetische Zeit hinein herrschen und damit Pyritbildung verhindern.

Außerdem kann der Schwefelwasserstoff aus den Gebieten, in denen er sich gebildet hat, auswandern. Aber da er festes Eisenoxyd in der starken Verdünnung, in der er dann zugegen ist, nicht angreift, so kann sich auch in Oolithen, in denen das Eisenoxyd stark vorwaltet, Pyrit nur aus den leichter zersetzbaeren Mineralien, z. B. aus Silikat und vor allem aus Siderit bilden. Vielfach kann man feststellen, daß die Pyritbildung auch die Silikatooide nicht angegriffen hat (Bohrung Klemmen, 296,2—297,1 m T.) und daß Pyrit nur in den stark sideritisierten Teilen eines Silikaterzes vorkommt, in völlig unversehrtem Silikatoolith aber fehlt.

Unzweifelhaft kann Pyrit sich auch aus Lösungen bilden, in denen Eisensulfid schon als solches enthalten ist, obgleich diese wahrscheinlich komplexen polysulfidischen Lösungen wohl immer nur auf kleine Strecken innerhalb des Gesteins wandern können. Durch reine Schwefelwasserstoffzufuhr könnte ja der Pyrit niemals über den Bereich der schon vorhandenen Eisenmineralien hinauswachsen. Wir finden aber dicke Knollen und sogar metasomatische Verdrängungen ganzer Gesteinsbänke durch Pyrit. In solchen Fällen spielt meist die große Neigung der Karbonate, passiv verdrängt zu werden, eine wichtige Rolle. So fand sich im Tonschiefer von Raasch eine Einlagerung von kompaktem Kies und mitten in dieser ein noch unverdrängt gebliebener Rest von Kalzit. Also hat sich hier der Kies offenbar an der Stelle einer kalzitischen Einlagerung im Tonschiefer metasomatisch gebildet. Bemerkenswert ist auch, daß in einem Silikatoolith der Bohrung Klemmen (276,8 m T.) sich einer der Leptochloritkerne (vgl. S. 85) im Zusammenhang mit starker Pyritisierung in hellen Glimmer verwandelt hat (ein Vorgang, der durchaus

an die Serizitisierung im Nebengestein sulfidischer Erzgänge erinnert), und außerdem mit einer Entziehung von Fe aus dem Leptochlorit verbunden war. Auch in verschieferten Erzen ist die Bildung von Serizit oft an diejenigen Gebiete gebunden, in denen zugleich lebhaftere Pyritbildung stattfand.

Bisweilen haben offenbar die vom Lande herankommenden Lösungen auch andere Metalle als Eisen in Lösung gehabt. Wenn es dann wegen hohen Schwefelwasserstoffgehalts nicht zur Bildung von Oolithen, weder von silikatischen noch von oxydischen gekommen ist, so werden natürlich genau wie im Kupferschiefer auch diese anderen Metalle sulfidisch ausgefällt. Die Kieslinse von Brome, im Lias  $\beta$ , nördlich von Gifhorn, die in einem tonigen Sediment eingebettet liegt, ist als eine solche primär sulfidische nicht aus einem Oolitherz, sondern an Stelle eines Oolitherzes sedimentierte Bildung aufzufassen. Die Analyse dieses Kieses ergab:

36,57 % Fe	1,27 % Pb
41,92 % S	22 g/t Ag
0,025 % Cu	Spur Au
6,61 % Zn	

### Anhydrit- und Gipsbildung

GAUB (1910) hatte die Hypothese aufgestellt, daß die Eisenoxydoolithe durch Oxydation primärer Sulfidoolithe entstanden seien, wobei die freiwerdende Schwefelsäure sich mit dem Kalzium des Grundmasserkalkes verbinde und als Gips in Lösung fortgeführt werde. Diese Hypothese wurde schon von BERZ (1926) abgelehnt, und auch bei den vorliegenden Untersuchungen konnte ihr nicht zugestimmt werden.

Selbstverständlich bildet sich aber in der Oxydationszone schwefelkiesreicher Oolithlager freie Schwefelsäure und wird durch den kohlen sauren Kalk zu Gips neutralisiert, und der Gips wandert in der Regel ab. Das Ganze ist aber nur eine gelegentliche Episode in der Hutregion und für die generelle Entstehung der oolithischen Eisenerze ohne Bedeutung.

Bisweilen ist die Bildung von Kalziumsulfat in den Dünnschliffen noch nachweisbar, wenn bei verhältnismäßiger Trockenheit der Gips nicht ausgelaugt wird. Gips kann auch, wenn er sich schon in frühen Stadien der Lagerstättenbildung bei gelegentlichem Auftauchen der Lagerstätte über den Wasserspiegel des Meeres oder auch nur beim Auftauchen des sulfidhaltigen Erzes in sauerstoffreiches Oberflächenwasser entstanden ist, mit Senkung des Erz lagers wieder in die Tiefe wandern und von jüngeren Schichten bedeckt werden. Dann bildet sich bekanntlich schon bei mäßigem Druck überlagernder Schichtmassen Anhydrit, und dieser tritt in blastischen Kristallen im Erz lagers in die Erscheinung. Der Vorgang, der durch eine Reihe von Zufälligkeiten bedingt wird, ist aber natürlich verhältnismäßig selten. Gips oder Anhydrit wurde in den vielen hundert durchmusterten Schlfen von Eisenerzoolith eigentlich nur an einer Fundstelle in der Tiefe (Bohrung Isenbüttel 6 1280—1330 m T. und Isenbüttel 10, 1030—1045 m T.) angetroffen und einmal nahe dem Ausstrich (Bohrung Hornburg 16, 75,3 m T.). Abgesehen wird dabei von gewissen reinen Kalkoolithgesteinen („Rogensteinen“), die offenbar in ausgesprochenem Salinargebiet gebildet sind und Anhydrit als hauptsächliche Grundmasse zwischen den Ooiden führen (Bohrung Westerbeck 8, 694,8 m T.). Die Wanderfreudigkeit des leicht löslichen Kalziumsulfates bedingt es, daß Gips oder Anhydrit meist über einen beträchtlichen Tiefenbereich in den Schichten, in denen sie vorkommen, verbreitet sind.

In der Bohrung Hornburg 16 handelt es sich um einen stark zersetzten, wahrscheinlich silikatischen Oolith, dessen Ooide in trübgraue lockere, aus Kaolin und Siderit bestehende Massen übergegangen sind. Schalenbau ist meist nur noch ganz undeutlich zu sehen. Beim Schleifen fallen große Teile der Ooidmasse aus der Mergelgrundmasse heraus. Dieser Mergel, der in anderen Proben stark von Pyrit durchsetzt ist, ist hier sulfidfrei, dafür hat sich in der lockeren Masse der ehemaligen Ooide reichlich Gips in verhältnismäßig großen spätigen Individuen angesiedelt.

Interessanter und weniger leicht zu erklären sind die Anhydritkristalle, die in mehr als 1000 m Tiefe im ungefähr gleichen Horizont in den beiden benachbarten Bohrungen Isenbüttel 6 und 10 beobachtet werden konnten. Nur teilweise ist auch hier das Kalziumsulfat, das in dieser großen Tiefe natürlich als Anhydrit zugegen ist, als Füllung von ausgelaugten Ooiden vorhanden. Bisweilen besteht deren ganze Masse aus Anhydrit und nur eine schmale Eisenoxydrinde läßt außen noch erkennen, daß der Anhydrit die Stelle eines schon frühzeitig zerfallenen und verrotteten Ooids eingenommen hat (Abb. 122). Bezeichnend ist es, daß Anhydrit gelegentlich auch in ganz anders geartetem Hohlraum, nämlich zwischen zwei ganz



Abb. 122  
Oxydooid  
durch An-  
hydrit fast  
völlig ver-  
drängt,  
Bohrg.  
Isenbüttel 6,  
1312 m T.

nahe aneinander gelagerten Muschel-  
schalen beobachtet wurden. Es stellt  
sich heraus, daß das Wasser, in dem  
die Schichten abgesetzt wurden oder  
zumindest die Feuchtigkeit des  
Schlammes, in welchen die Ooide  
und klastischen Komponenten ein-  
gebettet wurden, erhebliche saline  
Eigenschaften gehabt hat. Kalk-  
geröllchen sowohl als Erzgeröllchen  
und kleine Tongallen, einmal auch  
ein auffallend großes, offenbar nicht  
an Ort und Stelle gebildetes Ooid  
sind von scharfen blastisch ent-

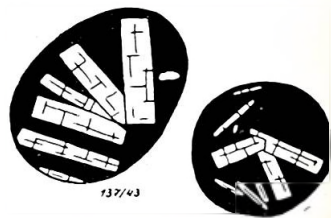


Abb. 123  
Blastische Anhydritkristalle  
in einem Oxydooid Bohr-  
g. Isenbüttel 10, 1043.1 m T.

standenen Anhydritprismen durchsetzt (Abb. 123). Interessant ist  
ein Fall, in dem neben den blastischen Anhydritprismen auch  
blastische, stark durch Limonit getrübe Siderit rhomboeder in den Ooiden  
liegen. Sie sind offenbar älterer Entstehung und sprechen dafür, daß die  
oxydischen Ooide oxydierte ehemalige Silikatooide sind (Abb. 124). Manchmal  
sind die Ränder der Anhydritkristalle zackig, da sie nicht die Kristalli-  
sationskraft besessen haben, die die Form voll zur Ausbildung bringen (Abb. 125).  
In der Grundmasse selbst wurde hier keine Anhydritausscheidung beobachtet,  
wohl aber in einer Tongalle (Abb. 126). Das ist sehr auffällig und spricht  
einigermaßen dafür, daß die aus einem anderen Gebiet klastisch hinzu-  
geführten Bestandteile, zu denen sehr wohl auch das erwähnte große Ooid  
gehören könnten, vorher in einer salinaren Lösung, in einem versalzten Teil der  
Lagune gelegen haben. Der Anhydrit in den Hohlräumen müßte dann auf eine  
postume Umlagerung solchen blastischen Anhydrits zurückgeführt werden. Die  
Annahme, daß zur Zeit der Oolithbildung, es handelt sich um Einlagerungen im  
Korallenoolith, in der Nähe ein salinares, natürlich rein örtliches Sedimentations-  
becken bestand, wird sehr gestützt durch die Beobachtung in den Proben der  
Bohrung Isenbüttel 10. Hier tritt Anhydrit in Splitterchen als Bestandteil klastischer  
Sedimentation auf, einmal sogar als Kern in einer karbonatischen Oolithbildung  
und ein andermal in auffälliger Weise an eine Tongalle agglutinierend. Übrigens

gehört auch der Rogenstein mit Anhydritgrundmasse von Bohrung Westerbeck dem Korallenoolith an. — Jedenfalls liegen hier ganz besondere ungewöhnliche

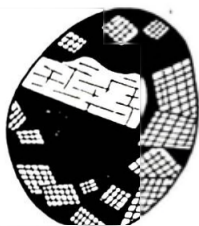


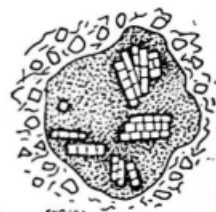
Abb. 124

Oxydisch getrubte Ooide  
mit blastischem  
Siderit und Anhydrit,  
Bohrg. Isenbüttel 6,  
1285 u. 1288 m T.



103/93

Abb. 125  
Unvollkommen  
blastische Anhydrit-  
kristalle in einem  
Oxydooid, Bohrg.  
Isenbüttel 10,  
1035,7 m T.



1330/93

Abb. 126  
Tongalle  
mit Gruppen  
blastischer Anhydrit-  
kristalle, Bohrg.  
Isenbüttel 7,  
1330,5 m T.

Bedingungen vor, und das Anhydritvorkommen in den beiden Bohrungen Isenbüttel ist ebensowenig wie das in der Bohrung Hornburg geeignet, die GAUBSche Hypothese zu stützen.

## IX. Umlagerung von Eisenoxyd

(Örtliche Vereisung und Enteisung)

Enteisungen wurden in den untersuchten Schlfen verhältnismäßig selten beobachtet. Ihr Bereich liegt ja auch hauptsächlich in den oberen Teilen der Verwitterungszone und kommt ganz selten zur Beobachtung. Enteisente Erzpartien über der sekundären Vereisungszone (Hutregion) werden vom Bergmann als Abraum beiseite gelegt und nicht weiter beachtet. In den meisten Fällen sind sie auch gar nicht feststellbar, denn enteisente Oberflächenpartien so eisenreicher Gesteine wie die oolithischen Eisenerze sind natürlich stark aufgelockert und werden von jedem Regen alsbald weggespült. Daß aber Partien über der Ausstrichzone ihren Metallgehalt nach der Tiefe abgegeben haben müssen, zeigt die Erhöhung des Prozentgehaltes und die Versinterung des Erzes am Ausstrich durch postum ausgeschiedenen Limonit.

Enteisungen kommen aber auch, wenngleich als ganz untergeordnete Erscheinung in der Tiefe der Erzlager vor. Am deutlichsten sind sie an den Trümmererzen des Hauterive zu sehen. Die Trümmer stammen ja aus einer Lesedecke im Verwitterungsbereich und haben hier einen Teil ihres Eisengehaltes an die Verwitterungslösungen abgegeben, der dann die Entstehung der Ooide zwischen den Erzgeröllern ermöglichte. Es kommen sogar Fälle vor, daß Eisenerzgeröllchen erst von außen herein gebleicht und dann als Großkerne von Rindenooiden wieder durch Limonit umkrustet worden sind. Solche gebleichten Großkerne fanden sich z. B. zahlreich in einer Probe der Bohrung Hornburg 15 (44,3—48,2 m T.). Toneisensteingeröllchen, die außen gebleicht, innen noch intensiv gelblich gefärbt sind, wurden besonders häufig in der Bohrung Hornburg 23 (70,1—72,7 m T.) beobachtet. Auch

vorher vereisente Mergelgeröllchen sind dort oft im Außenrand wieder gebleicht (Barrême 56,4—58,4 m T.). Dasselbe gilt von vereisent gewesenen Kalkgeröllchen der Bohrung Hornburg 6 (101,6 m T.). Manchmal (Hornburg 14, 154,2—156 m T.) ist die vorhergehende Vereisung solcher Kalkgeröllchen sehr deutlich mit der Bildung Liesegangscher Ringe verbunden gewesen.

Vereisungen treten sowohl im Gefolge der primären, den Eisengehalt zubringenden Lösungen, denen die Oolithe ihre Entstehung verdanken, als auch im Gefolge postumer deszendenter Lösungen in der Hutregion am Ausstrich der Erzlager auf. Außerdem kann bald nach dem Absatz eine Oolithschicht durch Hebung in den Wirkungsbereich des Luftsauerstoffs kommen, und es können dann oxydische Umsetzungen im soeben erst gebildeten Oolithflöz eintreten. Die Hebung braucht dabei nicht über den Wasserspiegel hinauszugehen, es genügt, wenn durch sie das Erz bis in die oberflächennahe durchlüftete Wasserschicht gerät. Ja es kann sogar eine Emersion dadurch vorgetäuscht werden, daß ein vorher sehr ruhiger Teil der Lagune, in dessen Tiefe kein wesentlicher Sauerstoffgehalt mehr vorhanden war, durch Verlagerung der Strömungen oder selbst nur durch vorübergehende Sturmfluten in lebhaftere Bewegung gerät, so daß jetzt sauerstoffreiches Wasser in größere vorher noch stagnierende Tiefe gelangt.

Roteisenerze aus dem Schurfschacht bei Reetz (Bl. Aremberg), die dem unbewaffneten Auge oolithisch erscheinen, bestehen nur aus Geröllchen von Echinodermenbruchstücken, deren jedes von außen herein sehr stark vereisent ist, so daß die Außenteile mehr oder weniger opak sind, die Innenteile die vergitterten Kanalsysteme aber noch sehr deutlich erkennen lassen. Nur hier und da findet man einen schwachen Ansatz von Eisenoxyd außen um das Echinodermenbruchstück gelegt, der diese zu vollkommenerer Rundung zu ergänzen strebt.

In denjenigen Oolithen, die kalkige Ooidkerne und auch größere nicht umkrustete Kalkgeröllchen enthalten, ist es eine ganz verbreitete Erscheinung, daß letztere von außen herein durch Limonitfiltration gelbbraun getrübt sind (*Arieten-Erz* von Wethen, *Jamesoni-Erz* von Bohrung Tegetthof). Auch CAYEUX bildet in „Minerais secondaires“ in Abb. 29 solche Kalkgeröllchen ab. Öfters sind die Kalkbröckchen auch weiter innen auf den Korngrenzen, also intergranular, noch mit Limonit belegt und die Körnchen erscheinen dann im Auflicht grellgelb (Kahlenberg, Lias  $\gamma$ ). Auch buchtiges Vordringen der Vereisung in die Kalkgeröllchen (oft zugleich mit LIESEGANGSchen Ringbildungen) wurde beobachtet (Bohrung Isenbüttel 6, 1330,5 m T. und Hornburg 14, 154,2—156 m T., vor allem auch Trümmererz im Oberemscher von Damme).

In einer Probe aus dem Korallenoolith der Bohrung Wellensprünge III (147 m T.) sind die Kalkgeröllchen stark vereisent, während die gleichgroßen Quarzgeröllchen keine Spur von Eisenabsatz auf ihrer Oberfläche zeigen. Die Konzentration der wirksamen Lösung war also sehr gering, genügte aber für eine Austauschreaktion mit dem Kalk. In anderen Fällen (Eisenkiesel von Heinrichsfreude bei Ballersbach) ist in einem Sandstein mit kieseligen Bindemittel jedes einzelne sedimentäre Quarzkorn von einer Oxydhaut überzogen. — Manchmal sind die Kalkgeröllchen durch und durch vereisent und opak (Bohrung Keilberg 1, Abb. 7 und 8 bei CAYEUX). Ein Gestein mit solchen total vereisenten Kalkgeröllchen kann ein Trümmererz vortäuschen, obwohl es doch ganz anderer Entstehung ist. Auch zweistufige Vereisung kommt vor, derart, daß ein Kalkgeröll im ganzen schwach, aber in seiner Randpartie sehr stark vereisent ist (Lias  $\gamma$  vom Kahlenberg, Erzprobe von Kullemölla). Manchmal hat eine Muschelschale die Kalkgeröllchen, die in sie hinein-



gespült wurden, vor der Vereisung bewahrt, der alle Geröllchen außerhalb der Muschel verfallen sind.

Allenthalben gewahrt man die Spuren späterer Wiederumlagerung der eisenoolithischen Bänke. Stärker vereisete Geröllchen sind an einzelnen Stellen eines Gesteins zusammengeschwemmt, das sonst nur ganz schwache Limonitisierung zeigt, oder man findet Geröllchen heineinander, deren ganz verschiedene Farbe im auffallenden Licht ihre Herkunft aus verschiedenen Bereichen stärkerer und schwächerer Vereisung verrät. Eigenartig erscheinen Geröllchen, die nur an einer Seite vereisend sind. Wie sie auch CAYEUX, Abb. 2 links, abbildet. Es handelt sich jedoch in solchen Fällen, wie eine Beobachtung aus dem Oberemscher von Damme zeigt, um Gerölle, die nach randlicher Limonitisierung nochmals transportiert wurden und dabei zerbrochen sind, oder von denen ein Teil des vereisenden Außenrandes bei weiterem Transport wieder abgerieben worden ist. In der Bohrung Isenbüttel 6 (1287,3 m T.) fand sich ein aus älterem Oolith herausgespültes Ooid, mit noch anhaftender älterer Kalkgrundmasse; beide, Ooid und Kalkgrundmasse, sind gemeinsam von einer Limonitkruste umgeben (Abb. 127). In einem anderen Fall ist ein Geröllchen, das aus Quarz-Muskovit-Schiefer besteht, stark vereisend und der Limonit ist von außen her in die Schieferungsflächen eingedrungen, so daß die äußeren feinschuppigen Teile der Muskovitfasern verdrängt sind (Abb. 128). Solche durch eine Schieferung vorgezeichnete Vereisung findet man auch in den Kernen eines Minetteerzes (Grube Hayingen). Manchmal ist Verdrängung und Umkrustung ganz gleicher Gerölle nebeneinander im gleichen Gestein zu sehen, sogar im gleichen Dünnschliff. Crinoidenbruchstückchen sind einmal durch Limonitumkrustung, das andere Mal durch Limonitmetasomatose zu Erz geworden (Abb. 129).



Abb. 127

Geröllchen von Oxydoid und anhaftender älterer Grundmasse, gemeinsam limonitisch umkrustet, Bohrg. Isenbüttel 6, 1287,3 m T.



Abb. 128

Stark vereisendes Geröll von Quarz-Muskovit-Schiefer



Abb. 129

Crinoidenbruchstück einmal durch Oxydansatz, einmal durch Metasomatose vereisend

Während meist die als Geröllchen in Oolithgesteinen auftretenden kalkigen Organismentrümmer ebenso wie die anderen Kalkgeröllchen limonitisiert sind, kommen auch Fälle vor, in denen die Kalkgeröllchen vereisend sind, die Organismensplitter aber nicht. Die organischen Strukturen, insbesondere diejenigen der Echinodermenhautteile, werden bei der Vereisung zunächst wundervoll herauspräpariert, dadurch, daß nur das gitterförmige Kanalsystem vereisend, die Strukturen gehen dann aber bei stärkerer Vereisung in der allgeweinigen opaken Limonitmasse wieder vollkommen verloren. Es kommen opake völlig limonitisierte Geröllchen vor, die nur noch durch eine Andeutung der gitterförmigen Struktur im Auflicht ihre Entstehung aus ehemaligen Echinodermenbruchstückchen zeigen (Rotes Lager bei Hayingen).

Sehr gut sieht man diese natürlich-präparierten Strukturen bei CAYEUX, Abb. 2 bis 4, und in einem Dünnschliff aus dem Dogger der Bohrung Olkutsch (64,7 bis 66,36 m T.). In *Pentacrinus*-Stielgliedern ist die limonitisierende Lösung bisweilen durch den Zentralkanal eingedrungen und hat von hier aus das feine Kanalsystem der Kalkmasse erfüllt, so daß in solchen Geröllchen auffallenderweise nicht die randlichen, sondern gerade die mittleren Teile vereisent sind.

Muschelsplitter sind öfters parallel ihrem Lamellensystem schichtweise vereisent (Bohrung Hornburg 6, 122,4—125,4 m T.). Auffällig ist wieder die für spätere nochmalige Umlagerung zeugende Mischung vereisenter und nicht vereisenter Geröllchen etwa in einer Probe aus dem Urgon von Villaroya, Keltiberien oder aus Bohrung Isenbüttel 6 (1256,2 m T.) oder Isingerode (1134 m T.). Sehr gut kann man den Unterschied älterer vereisenter und später hinzugeführter nicht vereisenter Gerölle an einer Probe aus der Grube Herzog August feststellen und in einer Probe aus dem Hauterive der Bohrung Hornburg 6 (122,4—125,4 m T.) ist sogar ein deutlicher Größenunterschied beider Geröllchenarten zu erkennen. In der Bohrung Köslin (249—252 m T.) ist starke Limonitisierung der Kalkgeröllchen in einem sonst ganz erzfreien Gestein auffällig.

Wenn bei einer Umkristallisation der Grundmasse die Geröllchen in diesen Prozeß mit einbezogen werden, wenn sie „einkristallisieren“, sind die ehemaligen vereisenten Kalkgerölle noch durch einen in der kristallinkörnigen Masse vorhandenen Ring von Limonitstaub kenntlich („Gespenster“ von vereisenten Kalkgeröllchen), während die Umrisse der nicht vereisenten Geröllchen fast ganz verloren gehen (Schurf Keilberg 2 Lias 8 Unterflöz).

Eisensilikatoide können, wenn sie noch vor der Sedimentation in einen oxydierenden Bereich verschleppt werden, natürlich in erster Linie limonitisiert werden. So liegen aus der Bohrung Dannenbüttel (667,5 m T.) Proben vor, in denen Silikatoide in ein Gemisch von Chalzedon und Karbonat mit reichlicher Limonitdurchstäubung verwandelt sind. Ähnliche Erscheinungen zeigen Proben aus der Bohrung Isenbüttel 6 (1292,8—1311,4 m T.), teilweise entstehen förmliche sekundäre Limonitumkrustungen der Silikatoide. Auch im Erz von Umitschek bei Nutschitz sind Silikatoide von unregelmäßigen Eisenoxydkrusten umgeben, die wohl nicht erst neuerdings am Ausstrich des Lagers entstanden sein dürften, weil sie nicht aus lockerem Limonit, sondern aus recht festem Hämatit bestehen.

Natürlich kann auch Glaukonit, wenn er in den Bereich von Eisenoolithen, oder was noch häufiger ist, in den Bereich von Trümmereisenen verschleppt wird, auf dem Transport an seiner Oberfläche limonitisiert werden. So fand er sich in einem Transgressionssediment des Wealden von Villa Hermosa, und zackig zerfressen in Limonitgeröllen von Bohrung Hornburg 14 (154,2—156 m T.) sowie eingeschlossen im Bruchstück einer krustenförmigen Limonitbildung im Schacht 8 von Krusna Hora (Übergang von Tuff in Erz). BONTE (S. 401) beschreibt alle Übergänge von Chlorit zu totaler Hämatitisierung und weist ausdrücklich darauf hin, daß solche Umbildung auch „instantane“, d. h. hier schon während der Sedimentation erfolgt sein kann. Auffallend sind z. B. auch Brocken eines Sandsteins mit eisenoxydischem Bindemittel, eingeschlossen in einem sonst ganz gleichen, silikatisch zementierten Eisensandstein (Grünsandstein) aus dem grünen Erz von Bohrung Köslin.

Sideritbildungen sind selbstverständlich bei etwaiger Umlagerung der Oxydation ganz besonders ausgesetzt. In Bohrung Isenbüttel 6 sind die S. 48 beschriebenen Karbonatkrusten weitgehend von außen herein limonitisiert, und ein Gestein aus dem Korallenoolith von Bohrung Westerbeck 9 (852,2 m T.) mit eigentümlich

hellbraunen Ooiden erweist sich als ein Karbonatoolith mit klarer Grundmasse, aber von Limonit durchstäubten Ooiden. Offenbar handelt es sich hier um einen geringen Eisenkarbonatgehalt der im wesentlichen kalkigen Oolithbildungen, und dieses Eisenkarbonat ist vor der endgültigen Sedimentation beim Transport der Ooide in einem Gebiet mit stärkerem Oxydationspotential in Limonit verwandelt worden, denn im Bildungsbereich war das Eisenkarbonat in reduzierender Umwelt abgesetzt und im Sedimentationsgebiet war das Wasser ohne wesentlichen Eisengehalt, sonst hätte auch die Grundmasse von Eisenoxyd durchstäubt sein müssen. FRANK (Vortragsreferat Reichsamt für Bodenforschung) möchte solche Bildungen durch nachträgliche Karbonatisierung eisenoxydischer Oolithe erklären.

Stark von außen herein limonitisiert sind natürlich auch die Toneisensteingerölle in den Trümmererzen oder geröllführenden Oolitheisenerzen, wodurch ihre sonst grellgelbe Farbe im Ausflucht in dunkles Braun übergeht (Bohrung Ribbesbüttel, 1268—1273 m T., Oberemscher einer Bohrung bei Damme). Gleicher Entstehung ist auch der dunkelbraune „Lacküberzug“, der viele von den Geröllen des Trümmereisenerzes umzieht und sich übrigens oft nachträglich in dünnen Scherben von den Geröllen löst.

Bezeichnend sind jene Fälle, in denen die Kerne vereisent sind, ehe sie von Ooidschalen umgeben wurden. Wenn die Ooidschalen aus oxydischem oder silikatischem Eisenerz bestehen, ist das ganz einfach zu erklären, denn die Kerne haben sich, ehe sie umkrustet wurden, längere Zeit in eisenhaltiger Lösung aufgehalten. Es kommen aber auch (Isenbüttel 61, 282,6 m T.) vereisente Kerne vor, die nachher von eisenarmer oder eisenfreier Karbonatkruste umrindet wurden.

Limonitkerne in oder Limonitgerölle zwischen silikatischen Eisenooiden sind eine sehr gewöhnliche Erscheinung (z. B. Oolithkalk im Lias  $\alpha$  von Wellendingen). Auch braune Limonitgerölle in grüner Silikatgrundmasse kommen häufig vor. Kalkkerne, die offenbar vor der Umrindung vereisent sind, wurden an verschiedenen Stellen der Ribbesbütteler Bohrungen beobachtet und im Neocomerz von Grube Finkenkuhle war sogar ein Kalkkern deutlich angefressen, ehe er umrindet wurde. Einen völlig limonitischen Kern zeigt das in Abb. 98 wiedergegebene Ooid, das fast alle bisher beschriebenen Erscheinungen in sich vereinigt: Limonitkern, sideritisierte Silikatoolithbildung, mit oxydischen Zwischenlagen, Karbonatumkrustung und Pyritblastese.

Auch andere als Kalkkerne können in den Oolith bildenden Lösungen vor der Umrindung eine sehr erhebliche Vereisenung erfahren. Es sei hier auf die in Abb. 128 wiedergegebene Vereisenung eines Quarzmuskovitschiefers aus Bohrung Isenbüttel 5 hingewiesen, wie er sich ähnlich auch im Dogger  $\beta$  von Simmelsdorf gefunden hat, wobei sogar der Quarz durch die limonitierenden Lösungen deutlich angegriffen worden ist. Auch Felspatkörnchen sind in Isenbüttel als vereisente Kerne nachweisbar. In einem Eisensandstein aus dem Untern Buntsandstein von Herschdorf, (Bl. Orlamünde), sind in sehr bezeichnender Weise die Quarze unvereisent, aber die leicht spaltbaren und der Verwitterung zugänglichen Feldspäte längs ihren Spaltflächen mit Limonit imprägniert. Auch die Glimmerflitter, die in Bohrung Köslin 3 (503,4—505,8 m T.) öfters als Kerne vorkommen, sind längs den Spaltflächen von Limonit durchsetzt.

Chemisch sind, wie schon eingangs erwähnt wurde, alle diese Vereisenungsbildungen leicht verständlich. BONTE (1941, S. 362) betont, daß nur poröse Kerne und Gerölle einer Vereisenung zugänglich seien. Das ist vertretbar, wenn man den Begriff der Porosität sehr weit faßt, und wenn man die Intergranularräume und Spaltflächen zu den Poren rechnet. Für Kalkgerölle kommt aber auch mikrometa-

somatisches Eindringen der Eisenlösungen in den Kalk in Frage. Ganz richtig bringt er die voredimentären Vereisungen mit der bei Gegenwart von Sauerstoff eintretenden Limonitflokulation in Zusammenhang, beide sind ebenso wie die Oolithbildung Folgen des im Wasser gelösten Eisengehalts. BORLEY (1923, S. 20) hat die Vereisung von Kalk, experimentell im Reagensglas nachgeahmt. Sie gelingt in wenigen Stunden, wenn man einem Kalkbrocken unter Wasser einige Tropfen 5%ige Ferrichloridlösung zufügt.

Es gibt nun auch noch eine andere Art der Vereisung, die nicht präsedimentär, sondern ausgesprochen postsedimentär-diagenetisch ist. Sie besteht nicht in einer Einwanderung von Limonit in eisenfreie oder eisenarme Geröllchen oder Ooide von außen, sondern in einer Auswanderung von Eisenerzen aus eisenreichen Gemengteilen in die umgebende Grundmasse oder in benachbarte eisenärmere Gemengteile. Sie ist nicht besonders häufig, wurde aber doch in einer ganzen Anzahl von Fällen beobachtet. Vorgetäuscht werden kann sie durch die S. 93 erwähnte Aufzementation von Schwefelkies auf Ooide, wenn dieser Schwefelkies nachträglich oxydiert worden ist. Verdacht, daß es sich um solche oxydierte Pyritaufzementationen handelt, erregt vor allem das in Abb. 130 abgebildete Vorkommen. Allerdings



Abb. 130  
Limonitische  
Wucherung  
im Anschluß  
an ein nur im  
Auflicht er-  
kennbares  
Ooid, Bohrg.  
Isenbüttel 5,  
1655 m T.

stammt die Probe aus mehr als 1000 m Tiefe und eine Oxydation des Pyrits, der doch frühdiagenetisch entstanden ist, kann nicht gerade als wahrscheinlich bezeichnet werden.

Limonitäreolen, die nach außen in die Grundmasse verklingend Oxydooide umgeben, wurden z. B. in Bohrung Hornburg 12 (574 m T.) und Hornburg 5 (112—114,9 m T.) sowie in verschiedenen Isenbüttelbohrungen beobachtet. Wahrscheinlich gehören hierher auch dunkle Rinden um halbe Toneisensteingeröllchen, die diese nicht zur Kugel zu ergänzen streben, sondern unregelmäßig nach außen vordringen (Isenbüttel 292,3 bis 298,0 m T.). Bisweilen dringt das Eisenoxyd nicht als gleichmäßig diffuse Aureole in die Grundmasse vor, sondern netzförmig in den Intergranularräumen und Spaltrissen der Grundmasseindividuen (Bohrung Donzdorf 12, 45,1 m T.).

Beim Fortschreiten dieses Limonitansatzes werden benachbarte Ooide verkittet und zuletzt die ganze Grundmasse von Hydrohämatis durchsetzt, ja es kommen sogar Bereiche vor, wo infolge sekundärer Wanderung in ganz unregelmäßig umgrenzten Gebieten die Grundmasse völlig durch Limonit ersetzt ist, in der man aber im Auflicht die einzelnen Oxydooide und Eisenerzgeröllchen noch liegen sieht. Auch eine unvollkommenere Vereisung der Grundmasse, in der noch unverdrängte Reste des Kalkes liegen, wurde beobachtet (Bohrung Bislich, 478 m T., Lias  $\beta$ ).

Das Hinauswuchern des Oxydgehaltes aus einem kombinierten Oxyd-Silikatoid in die Karbonatumkrustung, von der es umgeben wird, ist in einigen Fällen deutlich zu sehen (Abb. 131).



Abb. 131  
Oxydgehalt  
eines Silikat-  
Oxydooids  
wuchert  
in die  
umgebende  
Kalk-  
umkrustung  
hinaus

#### Deszendente Hutbildungen

Es bleibt uns jetzt nur noch einiges zu erörtern über die Vereisung der Oolith-eisenerze in der Hutregion. Bezeichnend für die hierbei entstehenden Limonitbildungen ist eine nichtooidische aber krustenförmige, planparallele oder leicht

wellige Absatzform, die, wenn nicht besondere Umwandlungen später hinzugekommen sind, immer aus dunkelbraunem, in der Farbe nur wenig wechselndem Limonit besteht (z. B. Keilberg, Krusna Hora). Solche ebenschalige Limonitkrusten kommen öfters auch als Kerne vor, sie beweisen dann, daß hier tatsächlich eine ältere Eisenerz-bildung über die Wasseroberfläche angehoben und durch den Wellenschlag wieder zerstört worden ist (Grube Finkenkuhle). Auch Opal kann gelegentlich solche plan-parallele Krustenformen bilden, namentlich in der Hutregion von silikatoolithischen Erzen (Krusna Hora).

Manchmal ist das Erzlager im Ausstrichgebiet auch mechanisch zersplittert, und man findet wiederverkittete Brekzien von ganzen Massen solcher ebenkrustiger Splitterehen. Meist wird in der Hutregion die ganze Grundmasse durch Eisenoxyd verdrängt („Oxydationsmetasomatose“) oder eine solche Verdrängung findet nur stellenweise statt, wodurch dann die Ooide gruppenweise zu Limonitklumpen mit oxydischen Ooiden darin zusammengeschweißt werden. Sehr bezeichnend für die starke Vereisung in der Hutregion ist auch eine Limonitbildung, die mit ihren Grenzen quer durch den Schalenbau der einzelnen Ooide hindurchgeht. Es lohnt sich kaum die vielen Fundorte aufzuzählen, an denen diese typischen Erscheinungen der Hutbildung beobachtet werden konnten. Erwähnt sei nur noch, daß bei dieser Verdrängung der Grundmasse auch etwa darin enthaltene nichtkarbonatische Geringe erhalten bleiben, so daß, wenn deren viele vorhanden sind, ein an Grundmasse reicher sekundärer „Eisensandstein“ sich bilden kann (Schäutalstollen im Dogger  $\beta$  von Vierzehnheiligen und Pegnitz, Lias  $\delta$  im Schurf Keilberg 1).

Toneisenstein wird in der Oxydationszone in der Regel seines Kohlensäuregehalts beraubt und geht in karbonatfreien durch Ton verunreinigten Limonit über. Da der Ton in seiner feinen Verteilung als ein Gel zu betrachten ist, wird hier besonders gern die Limonitbildung in der Form LIESEGANG'scher Ringe erfolgen.

Manchmal besteht die Grundmasseverdrängung aus grellrotem Hydrohämätit (z. B. Keilberg Schurf 4) wohl infolge eines starken Gehaltes der Verwitterungslösungen an Sulfaten, die aus der Vitrioleszierung von Pyrit hervorgegangen sind. Diese Hydrohämätitverwitterung kann später von einer Limonitverwitterung abgelöst werden. Im Ausstrichgebiet des Roten Lagers von Hayingen fanden sich kompakte Eisenoxydausscheidungen, die im Auflicht grellrote Hydrohämätit-schüppchen in grellgelber Limonitgrundmasse zeigten.

Nicht selten nimmt der massive Limonit eine namentlich im Schrägauflicht sichtbare körnelige Struktur an, die vielleicht erst bei Anfertigung des Dünnschliffes entstanden ist, aber für die massigen Limonitbildungen in der Hutregion recht bezeichnend ist, und in der Tiefe nur beim Hämatit vorkommt (Dogger  $\beta$  von Lange-reuth bei Pegnitz, Keilberg Schurf 4). Natürlich kommen auch kleine Spalten-füllungen von deszendendem Limonit in den Dünnschliffen vor (Bohrung Isenbüttel 9 noch in 285 m T.), die dann grellgelbe Farbtöne zeigen.

Auffallend ist die manchmal ganz scharf geradlinige oder nur leicht gekrümmte Begrenzung zwischen den durch Oxydationsmetasomatose völlig vereiserten und den dicht daneben liegenden völlig unvereiserten Partien. HALLIMOND (1925) gibt dafür eine recht einleuchtende Erklärung. Es bildet sich zunächst an der Stelle, wo bikarbonathaltiges aber sauerstoffreies Grundwasser an sauerstoffreiches, von oben zuströmendes grenzt, eine einmalige flächenhafte Limonitausscheidung. Diese wirkt dann wie ein Dialysator: Nur auf der einen Seite erfolgt Niederschlag von Oxyd, auf der anderen hingegen Auslaugung von Karbonat ohne Oxydbildung. HALLIMOND konnte zeigen, daß dabei Toneisenstein im Frisch-

wasser mit braunem, im Seewasser mit rotem Farbton verwittert. Dieser Farbunterschied beruht auf einem verschiedenen Wassergehalt des ausfallenden  $\text{FeOOH}$ -Gels.

Die Ooide der Oxydationszone von Kullemölla sind alle von einer dünnen schwarzen Rinde umgeben, die sich wohl als ein Niederschlag von Manganoxyd rings um die oxydierten Silikatooide darstellt. Die Hydratgele von  $\text{MnO}_2$  und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  werden ja bekanntlich an verschiedenen Stellen und zu verschiedenen Zeiten aus ihren kolloiden Lösungen gefällt. Die gleiche Erscheinung fand sich auch am Ausstrich des grünlichen Silikatoolithlagers an der Hangendgrenze der Koblenzschichten bei der Lommersdorfer Mühle (Bl. Dollendorf, Material durch Prof. Dr. W. E. SCHMIDT freundlichst übermittelt).

Chamosit und Siderit werden beide in Eisenoxyd übergeführt, Siderit im allgemeinen noch leichter als Chamosit; es entstehen dann sehr kompakte eisenoxydische Hutzerze mit nur im Schrägauflicht an geringen Farbunterschieden kenntlichen Resten von oxydierten Ooiden und vereisenten Geröllchen (Bodenwöhler Bucht, östliche Erzlinsen). Andererseits kann Eisenoxyd, wie S. 35 gezeigt wurde, schon primär zonenweise in oxydischer Form abgesetzt werden. So erklärt sich wohl die eigentümliche Erscheinung, die HALLIMOND (1925) in Abb. 11 wiedergibt, wo in einem oxydierten Silikatoolith Chamosit scheinbar oxydiert, Siderit noch frisch erhalten ist. Der Limonit wäre dann also hier ältere, primäre Ausscheidung.

In der Regel bleiben von sideritisierten Chamositoiden in der Hutregion nur kleine Hohlräume übrig, die mit grellgelbem schaumigem Limonit erfüllt sind (Bohrung Sommerschenburg 11,8 m T.). Der  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt der Chamosite geht dann in Tonsubstanz über, wie auch HALLIMOND in Abb. 12 und auf S. 8 zeigt. Bezeichnend für nichtoxydative Zersetzungszone der Silikatoolith sind kleine weiße, meist nur noch unvollkommen schalige Ooidkugelchen, die aus feinkristallinem Siderit mit Tonsubstanz bestehen.

Sideritsandsteine, wie sie z. B. im unteren Flöz von Aalen im Dogger  $\beta$  vorkommen, werden natürlich am Ausstrich restlos in Limonitsandstein verwandelt. Die kleinen Sideritrhoeder der Grundmasse werden erst deutlich vom Limonit angefressen (vgl. CAYEUX Abb. 15) und gehen dann in meist recht undeutliche Pseudomorphosen von Limonit nach Siderit über (*Jamesoni*-Erz von Rottorf am Kley).

## Zusammenfassung

### Vorbemerkung

Bei der Untersuchung der oolithischen Eisenerze hat sich in den meisten Fällen die Beobachtung von Dünnschliffen mit häufiger Einschaltung von Schrägauflicht mehr bewährt als die Untersuchung von Anschliffen mit dem Vertikalilluminator. Für die vielen nur schwach lichtdurchlässigen Mineralien ist vorübergehendes Einschalten des Kondensors zu empfehlen. Wichtige Feststellungen ergab die Beobachtung des optischen Charakters geregelter Aggregate mit dem Gipsblättchen. Das Aufdecken kleiner Schliffteile mitten im Schliff wird besprochen.

### A. Primäre Eisenerzbildung

#### I. Form und Bildungsweise von Ooiden

Oolithe entstehen durch Umrundung stetig in Bewegung gehaltener, rollender oder schwebender Körnchen. Diagenetisch im Sediment entstehen Sphärolithe. Sehr häufig sind wieder-aufgewirbelte Ooide als Kerne weiterer Ooidbildung. Es entstehen dann „Hiatusoide“. Die Ooide normaler Oolithsedimente sind gleichförmig,

die Größe, bei der die Gleichfälligkeit eintritt, ist abhängig von der Stärke der Wasserbewegung. Mischungen von zwei und mehr verschiedenen Korngrößen ergeben sich sehr oft durch Zusammenschwemmung der Ooide aus verschiedenen Bildungsbereichen. Die diagenetische Verfestigung des kalkigen Bindemittels geht sehr schnell vor sich, bei Strömungswechsel entstehen Emersions-ähnliche Phänomene. Scheibenform der Ooide und andere Abweichungen von der Kugelform sind häufig. Man findet sowohl Agglutinieren fremder Körper und organische Bewachsung als auch Absplitterung an der Ooidoberfläche. Volumenabnahme der Ooide nach dem Niedersinken erzeugt „Schwindungssicheln“ und Radialsprünge.

## II. Eisenoxydische Oolithbildungen

Die Farbe der oxydischen Ooide ist gelb, rot oder dunkelbraun (Nadeleisenerz, Rubinglimmer, massiges Rot- und Brauneisenerz). Häufig ist feinste Durchtränkung mit Opal oder Chalzedon. In den Kernen tritt oft grellgelber von Limonit fein durchstäubter Mergel auf (oxydierter Toneisenstein). Oxydausscheidung und Silikatausscheidung können in engstem Zusammenhang vorkommen. Vereisung kalkiger und anderer Kerne vor, aber auch nach der Umrindung durch Oxyd ist fast die Regel. Die Strukturen organogener Kalke werden dabei sehr deutlich betont. Verschiedene Theorien der Entstehung eisenoxydischer Oolithe (Ferretisierung von Kalkoolithen, Oxydation von Pyritooiden) werden besprochen und im wesentlichen abgelehnt. Die Beziehungen zwischen Oolithen und Eisentrümmererzen sind sehr eng. In den Trümmergeröllen kann unregelmäßiger Schalenbau durch LIESEGANGSche Ringe und oberflächliche Vereisung eintreten.

## III. Silikatische Oolithbildungen

Silikatoolithe sind nicht für bestimmte Formationen bezeichnend, sie können überall vorkommen. Bedingung für ihre Bildung ist ein (schwaches) Reduktionspotential. Zwischen + Nicols zeigen sie stets ein festes Kreuz mit negativem optischen Charakter der radialen Richtung. Einwirkung der Silikatausscheidung auf den Kern ist gering. Auffallend ist das Auftreten dicktafeliger Leptochloritkristalle als Kerne. Silikatoide sind ursprünglich gelatinös, sie sinken oft zu Ellipsoiden zusammen und werden unmittelbar nach der Ablagerung zu wurstförmigen, knochenförmigen, delphinförmigen und unregelmäßig wulstigen Gestalten deformiert, wobei das feste Kreuz verlagert wird, aber erhalten bleibt. Spätere Verschiebung in der Richtung der Schichtfläche tritt dann um so leichter ein. Als Ausnahmen finden sich Opalooide und durch Limonitstaub gelb gefärbte durchsichtige Opalooide, BERZ' „Brauneisensilikate“. Glaukonit kommt sowohl in oxydischen als silikatischen Oolithen vielfach vor. Große Glaukonitkörner sind oft zersprungen, in kleinen finden sich Gewebefetzen als Inkluden. GALLIERS Theorie der Entstehung von Glaukonit aus Biotit wird abgelehnt, unter anderweitiger Deutung seiner Beobachtungen. Das intergranulare grüne Pigment vieler Kalke, Sandsteine und Tone ist dem Glaukonit eng verwandt. Dieses Silikat geht im freien Meerwasser unter Kaliumaufnahme in Glaukonitklümpchen über.

## IV. Karbonatische Oolithbildungen

Karbonatische Oolithbildungen (mit und ohne wesentlichen Eisengehalt). Rogensteinbildung und Eisenoolithbildung sind genetisch nahe verwandt. Karbonatooide zeigen viel Unregelmäßigkeiten im Wachstum durch verschiedensten organogenen Ansatz, sie verfestigen sich schnell, sehr bald geht die schalige in eine strahlige

Struktur über, der ursprüngliche Ansatz ist aber auch hier feinstdispers schalig. Man findet Beweise eines Fortwachsens der Ooide als Sphäroide (s. o.) nach ihrer Sedimentation in den Kalkschlamm. Der Eisengehalt der Umrindung kann sehr verschieden sein. Reine Sideritoidbildung ist unwahrscheinlich und in der Natur selten.

Rekristallisation oolithischer Kalke ist häufig. Die Einwirkung der rekristallisierenden Grundmasse auf die Ooide und umgekehrt ist sehr vielfältig. Sammelkristallisation in unreinen Kalken führt zur Bildung von „Rhomboedermergeln“. Das grüne intergranulare Silikatpigment wird bei der Rekristallisation mobilisiert. Wenn der Umrindungskalk der Ooide ebenfalls von der Rekristallisation ergriffen wird, entstehen sehr interessante „Ooidgespenster“ (Limonitstaubringe, Kränze winziger Einschlüsse usw. im kristallinen Kalk). In Anhydrit führenden Rogensteinen findet man sie auch in diesem Sulfat. Phosphorit in Ooidform ist selten, häufiger sind Gerölle mit gekrümmter Gelstruktur und Bruchstückchen von Krustenbildungen. Oft bilden sich im Oolithkalk größere Klumpen mit phosphoritischer Grundmasse.

### C. Chemie der Eisenoolithbildung

Der chemische Aufbau der meisten Eisenoolithkomponenten ist sehr variabel. Veränderlich ist auch der Wassergehalt und mit ihm der Brechungsindex. Röntgenographische Ergebnisse von CORRENS und v. ENGELHARDT werden kurz besprochen. Wichtig ist die Verwandtschaft des isotropen Grundmassegels vieler Silikatoolithe mit dem Delessit, weil bei Sammelkristallisation delessitartige Rinden mit Blättchen in Kammstruktur sich bilden. Eine Beimischung von Cronstedtit in den Rinden der Chamositooide ist wahrscheinlich. Thuringit bildet sich erst bei Anchimetamorphose. Die Unmöglichkeit der GAUBSCHEN Theorie (Fe zuerst als Pyrit konzentriert) wird aufgezeigt. Auch gegenseitige Ausflockung von Eisenoxyd- und Kieselsäuregel sowie Aufnahme von Eisengehalt in ein vorher gebildetes kaolinitisches Silikat ist unwahrscheinlich. Wahrscheinlich ist das Vorhandensein hochdisperser Eisensilikat-Suspensioide mit ultramikroskopischen blättchenförmigen Mizellen in den dem Meer zuströmenden Verwitterungslösungen. Das Suspensoid wird (nach PALMQUIST und GUNDLACH) durch Erhöhung der pH-Werte beim Übergang der sauren Verwitterungslösungen in das alkalischere Meerwasser ausgeflockt, die blättchenförmigen Mizellen legen sich tangential an die wachsenden Chamositooide an. — Es bleibt ein „Restsilikatschleim“, der die isotrope Grundmasse mancher Silikatoolithe bildet; wo er sich entglast, bildet er delessitische Kammstruktur. Wenn der Restschleim sich nicht als grünes Gel in der Lagune fängt, wandert er weit ins Meer hinaus, adsorbiert Kali und klumpt sich in Foraminiferenschalen, an Gewebefetzen oder an Glimmerfaltern als Glaukonitkörnchen zusammen. Glaukonitmineral entsteht daraus durch wirrschuppige, meist feinblättrige, bisweilen auch recht grobblättrige Sammelkristallisation (Gegenüberstellung dieser Arbeitshypothese zu den Ansichten von GALLIHER, BONTE, BERZ, HUMMEL). Oxydoolithe bilden sich aus denselben Lösungen wie Silikatoolithe, bei Gegenwart von Sauerstoff flockt sich statt tonerdehaltigem Eisensilikat Eisenoxyd, freie Kieselsäure und etwas Siallit (oder bisweilen auch Allit?) aus. Daher hat hier röntgenographisch der Goethit (Nadeleisenerz!) von den Suspensoidmizellen deren Blättchenform beibehalten. Mitwirkung von Eisenbakterien bei diesem Vorgang ist noch nicht erwiesen. Eisensilikatbildung anderer Ursache kommt auch in den vulkanisch bedingten Erzlagern vom Keratophyreisenerz und Lehn-Dill-Typus vor. Engere Beziehungen zwischen



Eisenoolitherz und Toneisenstein finden sich in Pommern, Schonen und teilweise im Generalgouvernement. Marine Toneisensteine sind durch höheren Borgehalt gekennzeichnet. Weißeisenerz und Pyrit brauchen zu ihrer Bildung hohes Reduktionspotential.

## B. Sekundäre, diagenetische und postume Umbildungen

### VI. Sideritisierung und Sideritblastese

In Silikatoolithen mit Karbonatgrundmasse erfolgt fast stets alsbald eine Eisenkarbonatwucherung, die oft selektiv einzelne Schalen ergreift oder an radialen Sprüngen in die Ooide vordringt. Eine große Zahl verschiedenster Erscheinungsweisen solcher Sideritdurchwucherung ist feststellbar. Bisweilen entstehen weiße Karbonat-Kaolinkügelchen aus den Ooiden. Die Entstehung blastischer freischwebender Sideritrhoeder bei der Sideritisierung ist namentlich in der Grundmasse, aber auch in einzelnen Ooidzonen häufig. Quarzgeröllehen und Quarzkerne können im Gefolge der Sideritisierung stark angeätzt und resorbiert werden. Im Schrifttum ist die Auffassung des relativen Alters von Siderit zu Silikat noch sehr verschieden.

### VII. Neubildung von Thuringit, Quarz und Magnetit

Thuringit ist anchimetamorphes Umwandlungsprodukt von Chamosit. Trotz wirrschuppiger Anordnung der Thuringitblätter ist die schalenförmige Einlagerung von Oxydstaub und Siderit oft noch wohlerhalten. Thuringit ist haltbarer gegen weitere Metamorphose als Oxydoolith, daher sind in altpaläozoischen Schichten Thuringitlager relativ häufiger. In stärker metamorphen Schichten findet sich thuringitischer Eisenchlorit auch als geldrollenförmige Neubildung in Quarzäderchen. In stark verschieferten Silikatlagern kann sich auch Serizit aus dem Tonerdegehalt der Ooide bilden, besonders bei Gegenwart von Pyrit. Die ursprünglich hochdispersen Glaukonitklümpchen gehen viel schneller in analoge wirrschuppige Blättchenaggregate von „Glaukonitmineral“ über. Sammelkristallisation regeneriert auch die Glimmerfetzen, wo solche als Kerne gedient haben, zu den öfters beobachteten großkristallinen Leptochloritindividuen genau in der Mitte mancher Silikatooide.

Quarzneubildung ist selten. Sie wurde sehr schön in von Kalk umkrusteten Ooiden des Korallenooliths von Isenbüttel beobachtet.

Magnetit bildet meist einzelne scharfe Oktaeder, namentlich in der silikatischen Grundmasse, aber auch, oft zonenweise häufiger und spärlicher, in den Silikatooiden, bisweilen entstehen auch ganze ringförmige Kugelschalen.

Das Erz der Bucherzeche in der Bodenwöhrer Bucht ist eine durch Epimetamorphose entstandene sehr vollkommene Pseudomorphose eines Oolitherzes in Magnetit mit etwas Hämatit und Quarz, die alle Einzelheiten normaler Oolithbildung noch erkennen läßt.

### VIII. Pyritneubildung

Pyritbildung ist immer diagenetisch, meist in Form blastischer Einzelkristalle, seltener in ründlichen Knäulchen. Bisweilen wachsen dendritische Pyritaggregate von der Oberfläche der Ooide aus in die Grundmasse hinaus oder sitzen ihnen in warzenförmigen Gebilden auf. Der Pyrit imprägniert oder verdrängt gern einzelne bestimmte Lagen der Ooide. Glaukonit ist oft von ihm ganz fein durchstäubt. Stellenweise ist dieser Staub zu größeren Kristallen konzentriert, um die dann ein staubfreier Kristallisationshof sichtbar ist. Kerne sind nur selten pyritisiert. Die oxydische

Verwitterungsform des Pyrits im Eisernen Hut ist meist ausgesprochen rötlich, im Gegensatz zur braunen Limonitfarbe zersetzter Eisenkarbonate und -silikate. Pyritisiert werden je nach der Konzentration des  $H_2S$  in erster Linie Karbonat, in zweiter Linie Silikat und nur selten Oxyd.

Anhydrit- und Gipsbildung kann aus der Umsetzung vitrioleszierenden Pyrits mit Kalk leicht erklärt werden. Nahe der Oberfläche bildet sich Gips, in der Tiefe Anhydrit, bisweilen kann man auch nachweisen, daß das Meeresbecken, in dessen Schlamm sich Anhydrit in blastischen Kristallen bildete, salinare Eigenschaften hatte (besonders im Korallenoolith).

IX. Umlagerungen von Eisenoxyd, örtliche Vereisungen und Enteisungen. Enteisungen kommen in den obersten Teilen der Hutregionen vor. Man findet auch Enteisungen an den Toneisensteingeröllen der Trümmererze. Vereisungen von Kalkgeröllchen in oxydoolithischem Horizont können Trümmererzbildung vortäuschen. Solche Vereisung kann in inhomogenen, namentlich lamellaren Gesteinsbröckchen oder in organisch struierten Kalken sehr seltsame Formen annehmen. Sideritische und ankeritische Ooide können ohne Eisenzufuhr, bei Umlagerungen im Wellenschlag in limonitisch getrübt braune Ooide umgewandelt werden. In Toneisensteingeröllen der Trümmererze ist solche Limonitisierung, zumindest der äußeren Teile, die Regel. Spätdiagenetisch kann Eisenerz auch aus Oxydooiden und Limonitgeröllchen in die umgebende Grundmasse auswandern und das Oxydkorn als eine Aureole umgeben.

Am Ausstrich der Erzlager entstehen oft planparallele oder leicht wellige Limonitkrusten, auch Opal kommt in der Hutregion in solchen kleinen Krusten vor. Häufig sind Brekzien von Quarz- oder Limonitbrocken mit limonitischem Bindemittel. Solche Hutbildungen sind oft durch Mangan Gehalt oder geringe Manganüberzüge tief-schwarz gefärbt.

### C. Kurze petrographische Charakteristik der untersuchten deutschen und außerdeutschen Eisenoolithvorkommen

So nahe verwandt die oolithischen Eisenerzlager untereinander sind, hat doch jedes Vorkommen seine besonderen charakteristischen Eigenschaften, die im folgenden, soweit eigene Untersuchungen vorliegen, nach Formationen geordnet, kurz skizziert werden sollen.

Quartär. Rezente alluviale Eisenoolithe marinen Ursprungs sind uns ja leider nicht bekannt. Von den See-Erzen des fennoskandischen Raumes, deren Entstehung vielfach an Ort und Stelle untersucht worden ist, stehen die rundkörnig-kleinkörnigen „Schießpulvererze“ den marinen Oolithen am nächsten. Die flach scheibenförmigen „Pfennigerze“ haben wohl kein Analogon in den marinen Vorkommen. Spindelförmige Querschnitte sprechen zwar auch für Scheibenform, aber bei den marinen Oolithen handelt es sich, wie der Verlauf des Schalenbaues zeigt, um das Zusammensinken ursprünglich kugelförmiger Gebilde, während die Pfennigerze in der Horizontalebene durch Anwachsen ringförmiger Partien ihre Gestalt erhielten. AARNIO (1918) hat ja auch nachweisen können, daß die Erzlösungen, aus denen sich die See-Erze gebildet haben, als Grundwasser am Boden der Seen austraten, was bei den marinen keinesfalls in Frage kommt. Inwieweit bei diesen scheibenförmigen Gebilden statt des Rollens ein Anheben (ein „Lupfen“) in Frage kommt, ist noch nicht sicher entschieden.

Tertiäre Oolitherze mariner Entstehung konnten nicht in den Kreis der vorliegenden Untersuchungen einbezogen werden. Hingegen wurden Bohnerze von Schliengen und Salmündingen untersucht. Die Bohnerze sind im wesentlichen „Trümmererze“, also Zusammentragungen abgerollter allogener Eisenerzbrocken, dazwischen finden sich aber auch konkretionäre, im Bohnerzton selbst gewachsene Gebilde, und da also Eisenlösungen in dem Bohnerzton zirkulierten, kommen vielfach Umrindungen von Geröllchen nach Art der Rindenooiden vor. Vielfach findet man daneben auch echte Ooide, die aber nicht an Ort und Stelle entstanden sind, sondern aus älteren Schichten ausgewaschen wurden, da ja die deutschen Bohnerze mit den jurassischen marinen Oolitherzen das gleiche Verbreitungsgebiet haben. Die starke Beschädigung und Aufspaltung der „Ooide als Erbohner“ und das häufige Vorkommen von Ooidbruchstücken beweist die allochthone Natur der Ooide in den Bohnerzlagertstätten.

In der Oberkreide sind vor allem die Trümmererze des Oberemscher (Ilse-Deiße) zu erwähnen. Sie unterscheiden sich grundsätzlich von den Trümmererzen der Unterkreide dadurch, daß sie im Klarwasser abgesetzt sind. Das umgebende Seewasser hatte hier keinen Eisengehalt in Lösung. Man ersieht dies vor allem daraus, daß die Organismensplitter, die zwischen den Eisenerzgeröllchen liegen, nicht vereist sind, und randlich vereiste Kalkgeröllchen nur ganz selten auftreten. Sogar die einer Ferretisierung so leicht anheimfallenden Echinodermensplitter sind eisensfrei, nur kleine Aureolen postumer diffuser Vereisung in der Grundmasse umgeben die Erzgeröllchen und beweisen, wie sehr der Kalk zur Durchsetzung mit Limonit neigt, sobald ihm die geringste Gelegenheit dafür gegeben ist. Auffallend ist aber die starke Verbreitung von Glaukonitkörnchen, in einer Probe aus einer Bohrung von Damme. Seewärts weiter draußen fand also doch jene geringe silikatische Eisenausscheidung statt, die zur Glaukonitbildung führt. Die Glaukonitkörnchen wurden aus diesen Bereichen strandwärts durch die Brandung an die Flachküste herangeführt.

Die Unterkreide zeigt in ihren Trümmererzen auf Schritt und Tritt die Spuren gelösten Eisens in dem Lagunenwasser, in dem die Trümmer der „Lesedecke“ (WEIGELT, 1923) zusammengetragen wurden. Die begleitenden Organismenbruchstücke, Muscheln und vor allem Echinodermen sind stark ferretisiert, namentlich das Gefüge der letzteren ist durch die Vereisung wundervoll herauspräpariert. Die Gerölle sind von limonitischen Krusten umzogen, die kleinsten zu eigentlichen Rindenooiden umgewandelt, und weitverbreitet sind Partien, in denen die Grundmasse in großer Zahl autochthone, nicht aus älteren Formationen ausgewaschene Ooide eingeschlossen enthält. Der Umstand, daß sowohl in der Oberkreide als in der Unterkreide die Eisengeröllchen zum großen Teil aus konkretionären Bildungen innerhalb tonig-schlammiger Sedimente stammen, bedingt es, daß in beiden Trümmererzen Phosphoritgerölle besonders häufig sind, und daß die Kerne und Geröllchen zum weit überwiegenden Teil aus feinstkörnigem, im Schrägauflicht grellgelben oxydierten Toneisenstein bestehen. Durch Vorwalten der Ooide können in den Unterkreideerzen auch Bänke und Schlieren von eigentlichem marinem Eisenoolitherz eingeschaltet sein (z. B. in Bohrung Wellenspringe 3), die aber doch dann überwiegend Rindenooiden und Großkernooide führen (vgl. S. 20). Nach WEIGELT (1923) wird ganz allgemein das Trümmererz seewärts mehr und mehr von echtem Oolitherz ersetzt, wo beide übereinander vorhanden sind, liegen nach SEITZ (1942) in der Regel die konglomeratischen Trümmererze über den Oolitherzen. Statt der mechanischen Sedimentation der Geoden tritt also zunächst chemischer Absatz des aus ihnen ausgelaugten Eisengehaltes mehr in die Erscheinung. Neben den Geoden kommen auch ebenschalige Limonitreste aus der Oxydationszone älterer Lagerstätten vor, und Eisensandsteine

(Sandkörnchen in Limonitbindemittel) sind verbreitet. Die kalkigen Kerne der Ooide sind außerordentlich stark angefressen und der Limonit der Oxydschalen zieht sich längs kleinen Klüften weit in den Kern hinein.

Im Hauterive der Bohrungen Westerbeck 1 und Hornburg 6, 10 und 12 fanden sich Tongeröllchen (Tongallen), die noch viele unausgewaschene Ooidbildungen älterer, wahrscheinlich jurassischer Entstehung, enthielten.

Im Valendis sind neben den Eisensteingeröllchen viel quarzige Sandkörnchen vorhanden, das Erz geht geradezu in einen Limonitgeröllchen führenden Sandstein über. Auch das Obervalendis von Bohrung Westerbeck 1 ist sandsteinartig und außerdem glaukonitreich. Der Glaukonit findet sich in einzelnen grünen Körnchen, aber auch als grünes glaukonitisches Bindemittel. Im Hauterive von Bohrung Hornburg 6 (101,6 m. T.) ist das tonige Bindemittel ebenfalls reich an Eisensilikat und im Schrägauflicht ausgesprochen grün. Die Außenzonen der Limonitgeröllchen sind gebleicht und enteint und das in Lösung gegangene Eisen hat sich delessitartig (optisch radialpositiv!) also in quer zur Unterlage stehenden Blättchen in den Zwickeln zwischen den Geröllern und Ooiden wieder ausgeschieden. Bisweilen füllt es die Zwickel in einem an Festungsachat erinnernden Schalenbau vollkommen aus. Hier ist also Eisenoxyd gelöst und als Silikat wieder ausgeschieden. Eine solche Bildung des Silikats aus Oxyd nimmt bekanntlich CAYEUX (1909) wohl zu unrecht ganz allgemein an. SCHNEIDERÖHN (1924) hat die Möglichkeit ganz richtig erkannt. Eisenerzlager in der Unterkreide, die nicht zu den Trümmereisenerzen gehören, finden sich im Alb der Bohrung Hahndorf. Es sind Glaukonitmergel mit auffallend verschiedener Größe, also wohl auch verschiedener Herkunft der oft ganz dicht aneinander gepackten Glaukonitklümpchen. Die Oolithherze im Barrême des Pariser Beckens, die CAYEUX merkwürdigerweise als limnische Oolithbildungen ansprechen möchte, unterscheiden sich kaum von dem normalen marinen Eisenerztypus des Lias und Doggers.

Im Wealdenton der Bohrung Dannenbüttel 3 (unterste Lage des Wealden, vielleicht auch alleroberster Malm) finden sich fälschlich als Oolithkörnchen angesprochene Sideritsphärolithe, deren strahliger Bau bei oft polyedrischer Außenbegrenzung ihre konkretionäre Bildung im Schlammsediment verrät.

Die Bohrung Klausmoor 5 bei Gifhorn führte im Wealden eigenartige kleine weiße Ooide. Sie liegen in einem sideritischen „Rhomboedermergel“ (vgl. S. 53). Ihre Kerne sind Quarz, außen haben sie oft eine geringe Eisenoxydrinde. Die weiße Masse ist feinkörniger Siderit mit Kaolin durchstäubt. Die Sideritkristalle sind meist zentripetal (mit den Kristallspitzen nach (innen) angeordnet, also zweifellos durch Sideritisierung entstanden. Dies alles spricht für die Entstehung aus silikatischen Oolithen, von denen in einem der Dünnschliffe auch noch Reste gefunden werden konnten. Kaolin stammt aus dem Aluminiumgehalt dieser Silikatooide. Die Kerne sind, vielleicht erst im Zusammenhang mit der Sideritisierung, verkieselte. Sie bestehen aus verkieseltem Toneisenstein, zu Hornstein umgewandeltem Kalk und einmal auch aus verkieseltem Biotit.

Jura. Im Malm ist im Korallenoolith fast überall eine Kombination von Eisenoolithbildung mit Kalkoolithbildung feststellbar, eine weitgehende Umkrustung vorher gebildeter Eisenoxydoide mit Kalk, die stellenweise so weit geht, daß man nur von Kalkoolith mit teilweisem Auftreten von Eisenerzooiden als Kernen sprechen kann. Während man sonst öfters, z. B. in Schonen und Pommern Übergänge von reinem Toneisenstein über Toneisenstein mit eisensilikatischem Intergranular in Eisensilikatoolith findet, hat man hier Übergang von vorwiegend oxydischem Eisenoolith in Kalkoolith.

Das dabei sich ergebende Gestein hat Ähnlichkeit mit dem Keuperrogenstein von Tempelburg. Frei von den Kalkumkrustungen waren von dem untersuchten Material nur die Korallenoolithgesteine der Bohrung Wellenspringe III. Eisenerzoide des Korallenooliths sind in der Regel im Schrägauflicht grellrot, und damit hängt es auch zusammen, daß gerade hier die reichliche Anhydritbildung häufig vertreten ist. Fast immer bildet die eisenoolithische Bildung den Kern und der Kalk die Umkrustung, doch wurde vereinzelt in der Bohrung Hohenassel auch das Umgekehrte, Eisenerzumkrustung um Kalkooide beobachtet, sogar zweimaliger Wechsel zwischen Oxyd und Kalk kommt als Seltenheit vor. Gegenseitige Reaktionen sind häufig, vor allem nachträgliche Vereisung der Kalkkruste, bisweilen auch deutliche Resorption des eisenoxydischen Kernes, ehe er vom Kalk umkrustet wurde.

Silikatoide als Kerne der Kalkumkrustung sind selten und treten nur bei butuinöser Fazies des Korallenooliths, also bei einem schon vor der Kalkumkrustung ziemlich starken Reduktionspotential auf. Man findet sie besonders in den obersten und untersten Teilen des Korallenooliths, die verhältnismäßig arm an Ooidbildung sind. Eingelagert sind immer wieder glaukonitische Kalke. Statt silikatischer Eisenerzkerne treten daher auch Glaukonitkerne auf, die dann meist in ein Gewirr ziemlich grober tafelig Kriställchen übergegangen sind. Auch die Birmensdorfer Schichten zeigen gern vereinzelte Silikatoide oder Glaukonitkörnerchen.

Bezeichnend für den Eisenerz führenden Korallenoolith ist die große Uneinheitlichkeit des Materials. Eisenerzoide, Organismenschill, Quarzkörnchen sind in stets wechselnder Menge gemischt, von starkem Transport und vielfacher Wiederumlagerung des Detritus zeugen viele Hiatusoide, Rindenoide, Eisenoxydgeröllchen usw.

Nur im Korallenoolith findet man das sonst sehr seltene, S. 87 beschriebene Weiterwachsen der Quarzkerne in der diagenetisch wirkenden Lösung zu ringsum ausgebildeten Kristallen. Es hängt dies wohl mit dem hohen Partialdruck der Kohlensäure zusammen, den uns auch die Kalkumkrustungen beweisen, und der vielleicht zur Beteiligung von Alkalikarbonat im Lösungsmittel geführt hat. Gleiche Ursache mit umgekehrter Wirkung (Lösung und Fortführung der Kieselsäure) zeigt die oft auffällige Zerfressenheit der Quarzkerne unter der Kalkumkrustung.

Im Oxford sind die eisenhaltigen Schichten in der Tiefe meist nur als Glaukonitkalke entwickelt, oder als Quarzsandsteine mit reichlichem glaukonitischem Bindemittel, das oft schöne Girlandenbildung mit querstehenden Blättchen (vgl. S. 11) zeigt. Die konglomeratische Basisschicht des Oxford in der Bohrung Bentheim zeigt große Glaukonitkörner, die weitgehend durch blastische Karbonatbildung verdrängt oder durch Sammelkristallisation der umgebenden Karbonatgrundmasse aus runden in polygonale Formen verquetscht sind (vgl. Abb. 57 S. 43). Oxydoide und Eisenerzgeröllchen sind hier neben dem Glaukonit nur ganz vereinzelt vorhanden. Sie dürften aus aufgearbeiteten älteren Schichten eingeschwemmt sein. Auffällig ist ferner, z. B. im Oxford der Bohrungen Köslin II und III, das Vorkommen derselben Ooide mit Kernen von Magnetit, Leptochlorit, Plagioklas und Titanit, wie sie in den Oolitherzen des benachbarten oberen Doggers von Pommern und im Jura Schonens zu finden sind. Bezeichnenderweise kommen im pommerschen Oxford auch mehrfach ausgesprochene „Mikrotrümmererze“ vor.

Der Dogger ist, schon durch die weit ausgebreiteten Minetteerzflöze, wohl der wichtigste Eisenerzhorizont des westlichen Mitteleuropas. Auf deren schon so vielfach beschriebene petrographische Eigenschaften soll hier nicht noch einmal eingegangen werden (Zunahme silikatischer Eisenoolithe und eisensilikatischer Grundmasse mit der Tiefe, Mangel an tonigen Bindemittel aber häufiges Vorkommen von Tongallen, unregelmäßig umgrenzte kalkreiche Partien in der Form der Rognons). Erwähnt sei,

daß die Doggererze im nördlichen Teil des Rheintalgrabens sich petrographisch auffallend eng an die oberen Lager des Minettebezirks, an das rote kalkige und an das rotsandige Lager anschließen. Dem obersten Dogger (Bathonien) muß man die oolithischen Eisenerze im Untergrund Pommerns zurechnen. Sie sind ganz wie die Juraerze Schonens bezeichnet durch reichliche Beteiligung von meist stark sideritierten Silikatoolithen mit eingeschalteten Toneisensteinlagern. Oft sind diese Silikatooide isotrop, ganz hell ohne Eisenoxydzwischenlagen und daher ohne sichtbaren Schalenbau (nur das feste Kreuz zwischen + Nicols deutet auf tangentielle Regelung der Eisensilikatblättchen). In der Grundmasse findet man vielfach glaukonitisches Pigment, in manchen Proben auch grellgrüne Glaukonitkörnchen, die in ihrer ehemals schleimigen Masse zarte organische Reste, meist pflanzliche Gewebefetzen, in wohl erhaltenem Zustand umschließen. Auch Toneisensteinbänke mit einzelnen Ooiden kommen mehrfach vor. Auffallend ist ferner das häufige Vorkommen von Leptochlorit als Kern und oft auch als zentrale blastische Neubildung in den Ooiden, sowie das verhältnismäßig oft beobachtete Vorkommen von Magnetitkernen.

Im südwestdeutschen Dogger treten silikatische Eisenoolitherze ganz zurück. Es lag in dem untersuchten Material nur ein grauer Mergel aus dem Liegenden des Unteren Flözes von Reichenbach vor, der in weit überwiegender feinsandiger Grundmasse mit Sideritbindemittel einzeln eingestreute, auffallend blaßgrüne, im Querschnitt unregelmäßig „knochenförmige“ Ooide zusammen mit Schwefelkiesnestchen enthält.

Die meisten südwestdeutschen Doggererze sind vollkommen oxydoolithisch. Umlagerungserscheinungen, vereisente Organismensplitter und zersprungene Ooide sind sehr häufig. Von den oxydischen Oolitherzen des Dogger  $\epsilon$  bei Wasseralfingen hebt SCHNEIDERHÖHN die auffallend große Zahl rissiger und zersprungener Ooide ausdrücklich hervor. Zwillings- und Drillingsooide, „Brutbeutel“ und Hiatusooide beweisen häufige Umlagerungen während der Zeit der Oolithentstehung. Die Grundmasse ist vorwiegend tonig, und die Ooide sind in ihr schlierig verteilt, so daß z. B. bei Baiershofen fast kalkfreie Erze vorkommen. Da der Ton aufschlammbar ist, sind diese Erze für Konzentration durch mechanische Aufbereitung besonders geeignet. Oft ist die tonige Grundmasse grünlich durch einen geringen Gehalt an amorphem Eisensilikat, der aber nicht in die Ooide eingeht. Häufiger ist indessen der Eisengehalt der Grundmasse in Form von kleinsten Sideritrhomboedern zugegen. — Die Erze des obersten Doggers  $\epsilon - \varphi$  von Pegnitz, Weißenbrunn und Vorra und vom Schäufelstollen zeigen öfters Kerne von Magnetit oder auch von Quarzit mit Struktur kristalliner Schiefer. Durch den Magnetitgehalt ist wahrscheinlich auch der von H. SCHNEIDERHÖHN (Bericht im Archiv des Reichsamts für Bodenforschung) angegebene verhältnismäßig hohe Titangehalt zu erklären. Die Doggererze von Regensburg sind mehr stark vereisenter Organismenschill als eigentliche Oolitherze.

Eine besondere Stellung infolge sekundärer Umwandlungsvorgänge nehmen die Magnetiterze der Bucherzeche in der Bodenwöhrer Bucht ein (S. 90).

Die Oolitheisenerze Schonens sind durch PALMQUIST (1935) sehr genau chemisch untersucht worden. Mikroskopisch sind sie nur in großen Zügen von HADDING (1933) beschrieben, während PALMQUIST seine Ausführungen in erster Linie auf eine große Zahl sehr genau durchgeführter chemischer Analysen gründet. Es liegen in Schonen fast ausschließlich silikatische Oolithe mit reichlicher Beteiligung von Siderit vor. Siderit findet sich auch zusammen mit Eisensilikatgel in der Grundmasse, in der die Ooide eingebettet liegen, deren Schalenbau ausschließlich aus Silikat, deren Kerne aus Quarz, aus Verwachsung von Quarz mit Siderit und z. T. auch aus reinen Siderit-

bröckchen bestehen. Siderit bildet getrennt von den Oolithlagern auch selbständige Erzlager in der 1000 m mächtigen Schichtengruppe, die in ihrem Liegenden Teil zeitlich offenbar weit unter den Dogger, wahrscheinlich bis ins Rhät, zurückreicht. Die Herkunft der siderithaltigen und reinsideritischen Kerne kann durch Aufarbeitung solcher Schichten ohne weiteres erklärt werden. Siderit kommt aber auch als sekundäre Verdrängung von Eisensilikat vor, bis zu dem Grade, daß ein Quarzkern von grobkristallinem, aber nach außen ganz glatt und kugelförmig begrenztem Karbonat umhüllt wird, das offensichtlich durch Verdrängung einer Eisensilikathülle entstanden ist.

Vereinzelt kommt in den Dünnschliffen der Gesteine von Schonen auch eisenchloritisches Mineral in den Kernen der Ooide vor, und zwar in dicktafeligen, kurzprismatischen, oder auch langprismatischen und dann nicht selten wurmförmig gekrümmten Kristallen mit deutlichen Regenerationserscheinungen. Es bildet meist allein den ganzen Kern, ist aber manchmal auch mit Quarz zu einem Eisenchlorit-quarzit verwachsen. Hiermit stimmt es gut überein, daß auch Magneteisenerz, sogar ziemlich häufig, als Ooidkern oder als selbständiges Sedimentkörnchen gefunden wird. Das Zusammenvorkommen von Magnetit und Eisenchlorit stellt die von uns anzunehmenden altpaläozoischen Lagerstätten des Festlandes, deren Verwitterung das Eisen für die jurassischen Erzlager lieferte in die Verwandtschaft der Thuringitlagerstätten Thüringens, der Südsudeten usw.

HADDING machte die bemerkenswerte Beobachtung, daß der Magnetitgehalt im Juraerz in einzelnen, ganz geringmächtigen Schichtstreifen auffällig gehäuft ist. Es sind das Schwermineral- und Magnetitsandstreifen, wie sie in jeder Strandregion vorkommen, und hier im Spiel der Wellen zur Kernbildung von Oolithgesteinschichten gedient haben. Auch Zirkon kommt als Ooidkern vor. Viel Plagioklas, Orthoklas, Mikroklin, Muskovit sowie Quarzaggregate mit Schiefergefüge und undulöser Auslöschung beweisen die Natur des anschließenden Festlandes als eines Gebietes metamorpher und kristalliner Gesteine. Auf die in den unteren Teilen der Schichtserie zusammen mit Toneisensteinen vorkommenden Kohlenflöze weisen pflanzliche Gewebsetzen hin, die in Glaukonitkörnern, ähnlich den Inklusen im Bernstein, wohl erhalten geblieben sind.

Im Jura des Generalgouvernements sind die Eisenerze nach Untersuchungen im Laboratorium des Reichsamts für Bodenforschung meist ohne nennenswerten Borgehalt und müssen dementsprechend wohl als im wesentlichen limnische Entstehung aufgefaßt werden. Eigentümliche zugespitzte, später mit klarem Kalzit erfüllte Hohlräume im Toneisenstein sind als Reste ehemaliger Muschelkrebschen aufzufassen. Es fehlen auch hier nicht gelegentliche Hinweise auf oolithischen Aufbau der Erze. Recht deutlich glaubt man megaskopisch Limonitooide in einer Erzprobe von Truskolasy zu sehen, doch zeigt das Mikroskop, daß es sich um gerundete Limonitbruchstückchen handelt. Ein Toneisenstein von Kamienica führt „Gespenster“ von Ooiden; in einer tonigen Sideritgrundmasse liegen im Querschnitt kränzförmige oder sichelförmig konzentrisch angeordnete Schalen von klarem Siderit. Ein Toneisenstein von Wlodowice führt fragliche Karbonatooide. Die Mehrzahl der Proben zeigt aber Anhäufungen von blastischen Siderithomboedern in lockerem Ton mit meist etwas Bitumengehalt, wie es für Toneisenstein bezeichnend ist.

Im Lias des Harzvorlandes und Westdeutschlands sind die oberen Erzlager im Lias  $\gamma$  von denen des Lias  $a$  nicht sehr verschieden. Bemerkenswert ist es, daß die untersten Teile des bei Bislich und Xanten erhohrten Eisenoolithlagers silikatoolithisch entwickelt sind. Silikatoolithe sind auch im Lias  $\gamma$  die in einer Erdölbohrung bei Apelnstedt (*Capricornu*-Schichten) gefundenen ooidführenden Mergel

mit den in Abb. 48 und 49 wiedergegebenen eingesunkenen und durch Karbonat ergänzten Ooiden. Im Süden Württembergs und weiterhin in der Schweiz sind Silikatoolithe in Lias häufiger als im Norden. Mehrfach wurde das Vorkommen von schwach durch Eisenoxyd gefärbten Opaloiden und von Geröllchen planparalleler Opalkrustenbildungen beobachtet, Lias  $\beta$  ist fast frei von eigentlichen Eisenerzen. Eisengehalt ist hier, wenn er in größerer Menge auftritt, meist als Pyrit vorhanden, der niemals Oolithe bildet. Eigenartig ist in der Kieslinse von Brome nördlich von Gifhorn ein überraschend hoher Blei- und Zinkgehalt (1,27% Pb, 6,67% Zn) bei auffallend geringem Kupfergehalt.

Der Lias  $\alpha$  spielt eine erhebliche Rolle als Erzhorizont im Harzvorland. Die meisten dieser Erze sind oxydoolithisch. Schwammnadeln und aus deren Umsetzung hervorgegangene kleine Opalkonkretionen wurden mehrfach beobachtet. Auch die braunen Oxydoide selbst sind oft stark durchscheinend, enthalten also wohl viel Opal zwischen den Oxydlagen. Silikatoide, meist sehr stark sideritisiert, fanden sich in Bohrung Sommerschenburg 2. Hier sind die Erze besonders deutlich an die Grenze der Tone des Beckeninnern gegen die Sande der Randzone gebunden. Zahllose organische Reste beweisen nach HOFFMAN, daß hier normal gesalzenes Wasser vorlag, während 100 m weiter, in Bohrung Sommerschenburg 11 brackisches Wasser herrschte. Diese jähe Begrenzung spricht für Beckenabsinkung. Vielleicht hielt sich in der Tiefe Salzwasser, das das Fe des von oben einströmenden Brackwassers ausflockte.

Ein grellgrüner eisenhaltiger Mergel der Gegend von Scheppau führt massenhaft lebhaft grüne, bei starker Vergrößerung oft sechseckige Chloritschuppen, also silikatische Eisenausscheidung ohne Oolithbildung. Bezeichnenderweise sind in solcher Erzprobe auch die Kanalsysteme in den Echinodermenbruchstücken silikatisch vereiselt. In der Bohrung Sommerschenburg 1 ist im Lias  $\alpha$  die Grundmasse ebenfalls von Eisensilikat durchsetzt, ohne daß es zur Bildung von Silikatooiden kam. Manche Vorkommen sind bitumenreich und führen dann stets auch viel Schwefelkies, vor allem ist dies der Fall im Liasoolith Württembergs, wo die Erze von den Doggeroolithen im allgemeinen nicht sehr verschieden sind, aber entsprechend dem starken Bitumengehalt des „Schwarzen Jura“ oft reichlich Pyrit führen.

Trias. Recht interessant sind die von O. SEITZ zuerst beschriebenen Keuperrogensteine von Bohrung Tempelburg 3, eisenoolithische Bildungen sind allerdings in diesem Horizont nicht gefunden worden. Über die petrographischen Eigenschaften dieser meist extrem feinkörnigen Kalkoolithgesteine ist auf S. 47 und 55 das Wichtigste gesagt.

Aus dem Röt konnte ein rogensteinartiger Kalkoolith der Bohrung Krumpa (Bl. Weißenfels 126—151 5 m. T.) untersucht werden. Er ist weitgehend rekristallisiert und enthält den geringen Bitumengehalt der ihm eine bräunliche Farbe verleiht als intergranulare Filme. Die Ooide sind stark sekundär strahlig und die Kalzitindividuen dieses strahligen Baues deutlich geregelt (festes Kreuz). Die Art der Rekristallisation der Ooidrinden ist vollkommen anders wie diejenige der Grundmasse in der die Ooide eingebettet liegen. Da außerdem große Teile der Rinden abgebrochen sind darf man annehmen, daß die Oolithbildung an anderem Orte eingetreten war, und die Ooide erst später dem Kalksediment, das sie jetzt beherbergt, zugeführt wurden.

Aus dem Buntsandstein wurden nur einige wenige oolithische Gesteine von geringem Eisengehalt untersucht. Die schon so vielfach beschriebenen Rogensteine blieben außerhalb der Betrachtung. Besonderes Interesse erregte ein angeblicher Oolith des Mittleren Buntsandsteins, aus der Bohrung Leba. Er erwies sich u. d. M.



als nicht oolithisch, sondern sphärolithisch. Die offensichtlich im schon niedergeschlagenen Sediment auskristallisierten Sphäroide sind konzentrisch-strahlig und polyedrisch umgrenzt, und stets ohne kristallographische Regelung, wie die meisten Karbonatoide. Oft werden die kleineren von den größeren bei deren Weiterwachsen von drei Seiten umschlossen und allomorph begrenzt.

Paläozoische Schichten sind in Europa, abgesehen vom Untersilur, arm an oolithischen Eisenerzen, was für Karbon und Perm in Anbetracht der in Europa zumeist herrschenden terrestrischen Fazies nicht weiter verwunderlich ist.

Im Devon sind Eisenoolithbildungen sehr selten. Immerhin kennt man oolithische Erzlager in der Nähe der Lommersdorfer Mühle, Bl. Bollendorf, in den obersten Koblenzschichten der Eifel, von denen Herr Prof. W. E. SCHMIDT Proben freundlichst zur Verfügung stellte. Es handelt sich um silikatische Großkernooide in einem Schillkalk. Oxydationserscheinungen greifen buchtig durch den Schalenbau hindurch. Echinodermenreste sind silikatisch (und durch postume Oxydation auch oxydisch) vereiselt. Muschelschalen als feinstes Schill wurden aus einem anderen Sedimentationsgebiet zugeführt und sind nicht vereiselt. In einigen Proben geht das Erz in Trümmererz mit einzelnen eingeschleppten Ooiden über. Alle Gerölle und Ooide sind ziemlich flach. Girlanden von Eisensilikat zwischen den Körnern gehen durch schwache Differentialbewegungen der Ooide gegeneinander in chloritische Flasern über. Krustenförmige Huterzbildungen des nur nahe der Erdoberfläche erschlossenen Erzes sind, wohl infolge eines Mangangehaltes, fast schwarz.

Das oolithähnliche Roteisenerz der Cultrijugatuszone von Reetz besteht aus Geröllchen von Echinodermenbruchstücken, die von außen herein stark vereiselt sind, aber nur ganz ausnahmsweise geringe angesetzte Krusten von Eisenoxyd zeigen. Daß keine nachträgliche metasomatische Vereisung eines organismenreichen Kalkes vorliegt, wird dadurch bewiesen, daß die kristalline Grundmasse, in der die vereiselten Geröllchen liegen, völlig unvereiselt geblieben ist.

Die Eisenerze im Devon Mährens sind im allgemeinen nicht oolithisch, stehen vielmehr, wie schon ihre enge Verknüpfung mit Diabasen zeigt, den Lahn-Dill-Erzen und den von HESEMANN (1927) sehr genau studierten Keratophyrrerzen des Harzes nahe. Es finden sich jedoch mehrfach, z. B. bei Gobitschau, mehr oder weniger stark metamorphe Typen, chloritische Eisenglimmer-Gesteine, die Reste ehemaliger Oolithbildung in Form elliptisch rundlicher, bald schaliger, bald massiger Erzausscheidungen zeigen. Sicher ist, daß auch in dem nicht oolithischen Erz ein Eisenoxyd-Kieselsäure-Gel, das jetzt meist in der Form von Eisenkiesel mit feinflockiger Hämatitdispersion vorliegt, eine große Rolle spielt. Die silikatreichen Erze von Bennisch haben ausgesprochene Gelstrukturen; sie sind mikrobrekziös mit Schrumpfrissen. In der Grundmasse findet man hier und da noch etwas Thuringit, das meiste ist in Quarz mit Goethit übergegangen, wobei aber öfters noch deutliche Reste ehemals kalkiger Organismen erhalten geblieben sind.

Das kalkige Erz hat unverkennbare Crinoidenreste, die aber teils von Oxyd, teils von Eisensilikat verdrängt werden. Man findet auch deutliche Ooide und daneben gleichgroße, kugelförmige Klümpchen, deren Entstehung aus Ooiden man annehmen aber nicht beweisen kann. Sie treten immer nur vereinzelt auf und fehlen in vielen Präparaten ganz, so daß QUITZOW (1942) annimmt, sie seien allogen und in das Gelerz verfrachtet worden. Bei der Regionalmetamorphose geht blättriger Thuringit in nadeligen Mackensit und Roteisenerz in Magnetit oder in metallisch glänzenden Eisenglanz über.

Das oberdevonische Roteisenerz von Schleiz ist ein Trümmererz: Brocken von Erz und vererztem Kalk liegen in Kalkgrundmasse. Im Schalstein finden sich kleine

massige Magnetitlager, an deren Ausstrich sich mächtigere Brauneisenerzmassen gebildet haben. Auch diese Vorkommen sind deutlich an den devonischen Vulkanismus gebunden. Die Erze des Mittelharzes sind teils syngenetische Sedimente, teils in den Keratophyrerzen epigenetisch metasomatischer Entstehung. Es fehlen ihnen Hinweise auf oolithische Entstehung, aber häufig sind Beweise ursprünglicher Gelnatur besonders in den Eisenchlorit-Magnetiterzen. Die Roteisensteinlager sind denen des Lahn-Dill-Gebietes völlig analog. Primär liegt wohl auch hier eine Trennung in ursprünglich silikatische und ursprünglich oxydische Lager zugrunde, doch ist die Herkunft des Eisengehaltes nicht auf die Verwitterung in benachbartem Festlandsbereich, sondern auf Zufuhr durch submarinen Diabasvulkanismus zurückzuführen.

Die Eisenerze im Silur Großdeutschlands sind zumeist silikatoolithisch, in vielen Fällen allerdings bereits stark metamorph. Diese silikatische Natur ist wohl im wesentlichen faziell bedingt, denn in der Normandie und Bretagne und in Neufundland findet man auch oxydische Silur-Erze. Es scheint jedoch, daß die silikatischen Oolithe, wenn sie erst einmal zu schuppigem Eisenchlorit (Thuringit) umgewandelt sind, im Gebiet epizonaler Metamorphose beständiger sind als oxydische Erze, die in solchem Bereich leicht in Eisenglimmerschiefer übergehen (z. B. die vielfach beschriebenen Erze von der Windgälle).

Bei Schmiedefeld in Thüringen liegen noch viel chamositische Erze vor, wenngleich sie meist stark sideritisiert und weitgehend deformiert sind. Ihre Ooide sind wohl schon primär durch Zusammensinken in flache Form übergegangen, aber dann später noch ausgequetscht und verschiefert worden, so daß die Gesteine manchmal fast wie Chloritschiefer erscheinen. Die ursprünglich konzentrisch schaligen Ooide von Chamosit sind sehr oft schon in wirrschuppig aufgebaute Thuringitkugeln übergegangen. Siderit ist auch in diesen Kugeln, die keine Schalenstruktur mehr haben, kranzförmig dem ehemaligen Schalenbau folgend angeordnet. Gelegentlich findet man auch hier große zentrale Leptochloritkristalle. — In der Bohrung Wittmannsgereuth ist die metamorphe Umwandlung im allgemeinen noch stärker als in Schmiedefeld. Auffallend ist hier die starke Durchsetzung des silikatischen Erzes mit oft nur mikroskopisch kleinen Trümmchen von Quarz und Wurmchlorit. Phosphatgehalt ist in der Regel nur an der Basis und der Oberkante des Oolithflözes vorhanden (v. FREYBERG, 1923).

Die silurischen oolithischen Eisenerze von Nutschitz im Protektorat sind reich an Phosphatoiden zwischen den Eisensilikaten. Wahrscheinlich sind diese Phosphatooide aus Gebieten etwas abweichender Fazies eingeschleppt. Es fällt nämlich auf, daß bei Hredl Tongallen im Erz liegen, die nur Phosphatkugeln enthalten. Die wenigen gleichen Ooide, die in der Nähe solcher Tongallen spärlich zwischen den Eisenerzoiden liegen, können sehr wohl aus dem Ton, der in den Gallen noch erhalten ist, ausgespült worden sein. Die Phosphatooide sind isotrop. Ihr Schalenbau ist nur durch zarte Eisenoxydeinlagerungen betont. Nur die äußersten Schalen sind bisweilen etwas doppelbrechend. — Bei Krahulov finden sich um die Silikatooide oxydische Außenrinden. Völlig hämatitisiert sind Oolithe von Chrbina und Zahorek. Wundersamste Verquetschungen ehemaliger Ooide finden sich im Erz von Zditz. — In einer Probe von Beraun, in der Silikatooide in Silikatgrundmasse liegen, sind die Ooide nur nach Einschaltung des Gipsblättchens sichtbar, da sie geregelt, die Grundmasseschüppchen aber unregelmäßig sind. Bei Raasch ist fast das ganze silikatische Oolitherz durch ein Pyritlager vertreten. Man erkennt aber dort, wo der Pyrit noch nicht massig ist, sehr deutlich die Schalenstruktur eines ehemals oolithischen Erzes, aus dem das Pyritlager durch Zufuhr von  $H_2S$  hervorgeht. Interessanterweise

ist das Silikat bei diesem Vorgang serizitisiert. Bei Krusna Hora sind die Silikatoolithe mit Tuffen vergesellschaftet. Man findet viel zersprengte halbe Ooide. Das meiste ist in Roteisenerz verwandelt, aber es spielen in den untersuchten Proben sicher auch Verwitterungsvorgänge in der Hutzzone eine Rolle, denn in einer Tongalle sind die einzelnen darin liegenden Silikatooide unverändert geblieben. Auffallend ist eine mehrfach beobachtete Umwandlung von Silikatooiden in aus Siderit und Kaolin bestehende weiße Kügelchen; diese Erze bezeichnet man bei limonitreicher Grundmasse als Mohnerz, bei sideritreicher Grundmasse als Weißerz.

Die von DÖRFFINGHAUS (1914) beschriebenen ebenfalls silurischen und silikatischen Ooide von San Miguel de la Duenas sind weitgehend umgesetzt. Die Ooide, obwohl wirrschuppig thuringitisch, sind in ihrer runden Form und ihrem durch Eisenoxydeinlagerungen betonten Schalenbau noch deutlich zu erkennen. Viele sind allerdings zerquetscht und zerbrochen, und stellenweise ist nur noch ein schiefriges Chloritgestein übrig geblieben. Hierin nähern sie sich den oolithischen Ausbildungen der südsudetischen Devonetze von Gobitschau und ähnlichen Typen.

Die Erze von St. Remy sind wohl primär oxydisch. Ein gleiches kann man von den meisten Wabanaerzen Neufundlands sagen, zwischen denen aber auch nach LINDGREN Silikatoolithschichten vorkommen sollen. Die schon früher von BERG (1923) untersuchten hämatitischen Erze bestehen statt aus Limonit und Opal aus einer Verwachsung von Hämatit und Quarz in feinschaligem Wechsel.

Zum Algonkium rechnet man die Pretoria-Eisenerze. Die von hier untersuchten Dünnschliffe zeigen meist Trümmererzgefüge mit obligaten Ooiden.

---

## Schrifttum

- AARNIO, B.: Om sjömalmerne. — Geol. Komm. Finland Medd. 1918, Nr. 20.
- ALDINGER, H. & FRANK, M.: Die oolithischen Eisenerze in Baden und Württemberg. — Arch. Lagerst.-Forsch., 75, 1942, S. 84.
- ASCHAN, O.: Die Bedeutung der wasserlöslichen Humusstoffe, Humussole, für die Bildung der See- und Sumpferze. — Z. prakt. Geol., 15, 1907, S. 56—62.
- BAIER, C. R.: Die Mitwirkung der Bakterien bei der subaquatischen Eisenerzbildung. — Arch. Lagerst.-Forsch., 75, 1942, S. 28—36.
- Die Bedeutung der Bakterien für die Bildung oxydischer Eisen- und Manganerze. — Geol. d. Meere u. Binnengewässer, 1, 1937, S. 325—348.
- BERG, G.: Die Struktur und Entstehung der Lothringer Minetteerze. — Z. deutsch. geol. Ges., 73, 1921, Abh. S. 113—136.
- Die Rolle des Phosphors im Mineralreich. — Arch. Lagerst.-Forsch., 28, 1922.
- Petrographische Studien über die Mikrostruktur der Wabanaerze. — Mitt. Abt. Erz-, Salz- u. Gesteinsmikr. Preuß. Geol. L.-A., 1923, S. 1—6.
- Mikrostruktur und Entstehung des Wittekindflözes. — Z. prakt. Geol., 47, 1939, S. 175—180.
- Die Entstehung der sedimentären Eisenerze. — Geol. Rdsch., 15, 1924, S. 96 bis 110.
- Oolithstudien an deutschen Juraeisenerzen. — Z. prakt. Geol., 48, 1940.
- & KARRENBERG, H.: Die oolithischen Eisenerze Lothringens. — Arch. Lagerst.-Forsch., 75, 1942, S. 79—84.
- DAHLGRÜN, F., KÖLBEL, H., RIEDEL, L. & SEITZ, O.: Die Erze der nordwestdeutschen Unterkreide. — Arch. Lagerst.-Forsch., 75, 1942, S. 121—134.
- & SEITZ, O.: Die Eisenerze des Dogger. — Arch. Lagerst.-Forsch., 75, 1942, S. 112—116.
- BERTHIER, M. P.: Sur la nature du minerai magnétique de Chamoison (Valais). — Ann. Mines 5, 1820.
- BERZ, K. C.: Petrographisch-stratigraphische Studien im oberschwäbischen Molassegebiet. — Jb. Ver. vaterl. Naturk. Württemb., 71, 1915.
- Untersuchungen über Glaukonit. — Jber. oberrhein. geol. Ver., 10, 1921, S. 74—98.
- Festsitzende Foraminiferen aus dem Braunen Jura. — Mitt. Geol. Abt. Württemb. Stat. L.-Amt, 14, 1921.
- Über Chamosit und Thuringit von Schmiedefeld. — Jber. oberrhein. geol. Ver., 12, 1923, S. 1—12.
- Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate, insbesondere der chamositischen Substanzen. — Fortschr. Geol. Pal., 11, 1926, S. 365—521.
- BICHELONNE, J. & ANGOT, P.: Le bassin ferrifère de Lorraine. — Nancy-Straßbourg 1939.
- BLEICHER, M.: Sur la structure microscopique du minerai de fer oolithique de Lorraine. — C. Rend. Paris 1892.
- Recherches sur la structure et le gisement du minerai de fer pisolithique de divers provenances françaises et de Lorraine en particulier. — Bull. Soc. Sci. Nancy 2, 13, 1894.
- BONTE, A.: Contribution à l'étude du jurassique de la bordure septentrionale du bassin de Paris. — Bull. Serv. Carte géol. France, 205, 42, 1941.
- BORLEY, J. O.: Marine Deposits of the southern North Sea. — Fishery Invest. II/IV, Nr. 6, 1923.
- BORNEMANN, J. G.: Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalks in Thüringen. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., 6, 1885, 267—321.
- BROCKAMP, B. & Mitarbeiter: Zur Entstehung deutscher Eisenerzlager. — Arch. Lag.-Forsch. H. 75 (1942).
- BUCHER, W.: On oolites and spherulites. — J. Geol., 26, 1908.

- CALDERON, S. & CHAVES, F.: *Contribuciones al Estudio della glauconita.* — Ann. Soc. Espan. Hist. nat. II, Bd. 3, 1895.
- CASPARI, W. A.: *Contributions to the chemistry of marine glauconite.* — Proc. Edinburgh Royal Soc., 30, 1909.
- CAYEUX, L.: *Contribution à l'étude micrographiques des terrains sédimentaires.* — Soc. géol. Nord, Mem. Vol. 4, P. 2, 1897.
- *Genèse d'un minéral de fer par décomposition de la glauconie.* — C. rend. Acad. Paris, 1906.
- *Les minerais de fer oolithique de la France.* — Minist. Trav. publ. Etudes gîtes minéraux, 2 Bd., Paris 1909 u. 1922.
- CÉSARO, G.: *Action de la calcite sur une solution de sulfate ferreux. Origin probable des oolithes.* — Ann. Soc. géol. Belg., 19, 1891/92, 18—20.
- COLLET, L. W. und LEE, G. W.: *Recherches sur la glauconie.* — Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 26, 1906.
- CORRENS, C. W.: *Der Eisengehalt der marinen Sedimente und seine Entstehung.* — Arch. Lagerst.-Forsch., 75, 1942, S. 47—57.
- & VON ENGELHARDT, W.: *Röntgenographische Untersuchungen über Mineralbestand sedimentärer Eisenerze.* — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys., 1941, S. 131—137.
- DEVERIN, L.: *Les minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses.* — Bull. Suisse Min. Petr., 20, 1940, S. 101—116.
- DÖRPINGHAUS, W. T.: *Erzlagerstätten vom Chamosittypus in Spanien.* — Arch. Lagerst.-Forsch., 16, 1914.
- DOSS, B.: *Melnikowit, ein neues Eisenbisulfid und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten.* — Z. prakt. Geol., 20, 1912.
- EGERAN, N.: *Étude des minerais de fer sédimentaires du Çamdag.* — Maden Tetkik Arama, 5, 1940, S. 316—319.
- FEISTMANTEL, C.: *Die Eisensteine in der Etage D des böhmischen Silurgebirges.* — Abh. k. böhm. Ges. d. Wiss., 6, Bd. 8, 1876.
- FINATON, Ch.: *Les minerais de fer oolithiques.* — Bull. Soc. géol. France, 15, 1934, S. 347.
- FLUHR, R.: *Die Eisenerzlagerstätten Württembergs und ihre volkswirtschaftliche Bedeutung.* — Z. prakt. Geol., 16, 1908, S. 1—23.
- V. FREYBERG, B.: *Die untersilurischen Eisenerzlager des ostthüringischen Schiefergebirges.* — Jb. halleschen Verb. Erforsch. mitteldeutsche Bodenschätze, 4, 1921, S. 1—73.
- *Untersuchungsergebnisse aus dem Dogger Frankens.* — Jb. fränk. Landesforsch., 6—7, 1941, 220—223.
- GALLIHER, E. W.: *Geology of glauconite.* — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 19, 1935, S. 1569.
- GAUB, F.: *Über oolithbildende Ophthalmidien im Dogger der Schwäbischen Alb.* — Cbl. Min. Geol. Pal., 1908.
- *Die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb.* — Geol. pal. Abh., 9, H. 1, 1910.
- GLINKA, K.: *Der Glaukonit, seine Entstehung, sein chemischer Bestand und die Art und Weise seiner Verwitterung.* — Publ. Inst. agronom. Nowo Alexandria, 1896.
- GOLDMAN, M. I.: *General character, mode of occurrence and origin of glauconite.* — Washington Ac. Sc. J., 9, 1919, 501—502 (Abstract).
- GRUNER, J. W.: *The origin of sedimentary iron formations.* — The Biwabik Formation of the Mesabi Range. — Econ. Geol., 18, 1922.
- GÜMBEL, C. W.: *Über die Natur und Bildungsweise des Glaukonits.* — Sber. kgl. bayer. Akad. Wiss., 21, 1881.
- *Über die Grünerde vom Monte Baldo.* — Sber. kgl. bayer. Akad. Wiss., 26, 1896.
- HADDING, A.: *Den järnmalmförande lagerserien i sydöstra Skåne.* — Sver. geol. Und. C/376 (Arb. 1933).
- HALLIMOND, A. F.: *Bedded iron ores of England and Wales.* — Mem. Geol. Surv. Great Brit., 29, 1925.

- HARDER, E. C.: Iron-Depositing Bacteria and their geologic Relations.. — US. Geol. Surv. Prof. Pap., 113, 1919.
- HARRASSOWITZ, H.: Bauxitvorkommen Rußlands. — Aluminium, 24, 1942, S. 327.
- HELLMERS, J. H.: Die Wanderung des Eisens in den Verwitterungsböden. — Arch. Lagerst.-Forsch., 75, 1942, S. 9—16.
- HESEMANN, J.: Die devonischen Eisenerze des Mittelharzes. — Abh. prakt. Geol., — 10, 1927, Bericht über die mitteldevonischen Eisenerze des Harzes. — Arch. d. RfB. (handschr.).
- HÖDL, A.: Über Chlorite der Ostalpen. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 77 (1941), S. 1—77.
- HOLZNER, J.: Eisenchlorite aus dem Lahnggebiet. — N. Jb., Beil.-Bd. 73 A, 1938, S. 389 bis 418.
- Die Natur des Calciumgehaltes zweier thüringitischer Eisenerze. — Chemie der Erde, 10, 1936, S. 409—432.
- HUMMEL, K.: Über die Entstehungsweise von marinen Eisenoolithen und Roteisensteinen. — Metall u. Erz, 18, 1921, S. 577—579.
- Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. — Geol. Rdsch., 13, 1922, H. 1—2.
- Die Oxfordtuffe der Insel Buru. — Paläontograph. Suppl. IV, Nr. 3, 1923, S. 122.
- Grünerden Südtirols und sonstige halmyrolytische Eisensilikate. — Chem. d. Erde 6 (1923), S. 468—551.
- Zur Frage der Entstehung von Eisenoolithen und Roteisensteinen. — Cbl. Min. Geol. Pal., 1924, S. 679—686.
- KALKOWSKY, E.: Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. — Z. deutsch. geol. Ges., 60, 1908, S. 68—125.
- KARRENBERG, H.: Der ostfränkische Raum und seine postvariszische paläogeographische Entwicklung. — Jb. RfB., 60 (1939), 1941, S. 367—430.
- Paläogeographische Übersicht über die Ablagerungen der Dogger- $\beta$ -Zeit in West- und Südwestdeutschland. — Arch. Lagerst.-Forsch., 75, 1942, S. 78.
- KEGEL, W.: Über oolithische Eisenerze im produktiven Karbon des Aachener und Erkelener Kohlenreviers. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 44, 1923, S. 465—476.
- KIRCHBERG, H.: Über Feinuntersuchungen an Eisenerzen. — Metall u. Erz, 38, 1941, S. 361.
- KRATOCHVIL, F.: Sideritová ruda z Nučic. — Vestn. Serv. géol. Rep. tchecosl., 13, 1937, S. 266—269.
- KRECH, H.: Beitrag zur Kenntnis der oolithischen Gesteine des Muschelkalks von Jena. — Berlin 1909.
- KRETSCHMER, F.: Die Leptochlorite der mährisch-schlesischen Schalsteinformation. — Cbl. Min. Geol. Pal., 1906, S. 293—311.
- Mineralien, Eisenerze und Kontaktgebilde auf dem Schalsteinzuge Sternberg-Bennisch. — Cbl. Min. Geol. Pal., 1907, S. 289—301, 321—328.
- Die erzführende Diabas-Schalsteinzone Sternberg-Bennisch. — Arch. Lagerst.-Forsch., 24, 1917, 1—198.
- Über die Eisensilikaterze des Diabas- und Schalsteinzuges Sternberg-Bennisch. — N. Jb. Min., Geol., Pal., 1918, S. 19—42.
- KREUTZ VON SCHEELE: Über die Seerzführung des Jänisjärvi. — Z. prakt. Geol., 30, 1922, S. 125—126.
- KRUSCH, P.: Über das Vorkommen und die Entstehung des Weißeisenerzes. — Z. deutsch. geol. Ges., 74, 1922, M.-Ber. S. 209—215.
- KUMM, A.: Über sekundäre Mineralbildung im Brauneisenoolith des unteren Lias von Harzburg und ihre Bedeutung für die Oolithbildung. — Cbl. Min., Petr., Pal., 1924, S. 166—175, 201—209.
- LEITH, C. R.: The Mesabi Iron-Bearing District of Minnesota. — US. Geol. Surv. Mon., 43 (1903).
- LEITMEIER, H.: Limonit, Entstehung der Oolithe. — Doelter, Hdb. Mineralchem., 3, 2, S. 659—764.

- LIESEGANG, R. E.: Geologische Diffusionen. — Dresden-Leipzig 1913.
- LINCK, G.: Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. — N. Jb., Beil.-Bd. 16 (1903), S. 495—513.
- LINDGREN, W.: Mineral deposits. — III. Aufl., New York u. London 1928.
- LORETZ, F.: Zur Kenntnis der untersilurischen Eisensteine im Thüringer Wald. — Jb. k. preuß. geol. L.-Anst., 15, 1894 (1895).
- MARTIN, G.: „Erbensteine“ im Kimeridge der Südkrim. — Z. deutsch. geol. Ges., 95, 1943, S. 56—57.
- MATTSON, S. und HESTER, J. B.: Amphoteric reaction and isoelectric weathering. — Soil Science, 34, 1932.
- MEUNIER, St.: Sur l'origine et le mode de formation du minéral de fer oolithique de Lorraine. — C. rend. Acad. Paris, 132, 1901, S. 1008—1010.
- MONTFORT, C.: Phytoläontologische Studien zum Oolithproblem der jurassischen Eisenerze. — S.-Ber. naturw. Abt. niederrhein. Ges. Bonn, 22, 1920, S. 4.
- MOORE, E. S. & MAYNARD, S. E.: Solution, transportation and precipitation of iron and silica. — Econ. Geol., 24, 1929, S. 272—303, 365—402, 506—527.
- NAUMANN, E.: Über die See- und Sumpferze Mittelschwedens. — Sver. geol. Unders. Arsb., 13, 1919, Nr. 6.
- PALMQUIST, S.: Geochemical studies on the iron bearing liassic series in southern Sweden. — Meddel. Lunds. geol. min. Inst., 60, 1935.
- PRATJE, O.: Rezente marine Eisenooide aus der Nordsee. — Cbl. Min. Geol. Pal., 1930, B, S. 289.
- RAGUIN, E.: Géologie des Gîtes Minéraux. — Paris 1940.
- RAMDOHR, P.: Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. — 12. Aufl., 1941.
- REIS, O. M.: Zur Geologie der Eisenoolithe führenden Eozänschichten am Kressenberge. — Geogn. Jh., 10, 1897.
- ROSS, C. S.: The optical properties and chemical composition of glauconite. — Proc. US. nat. Mus., 69, 1926, S. 1—15.
- ROMWALTER, A.: Zusammenhang im Werdegang der Luft und des Lebens. — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. Univ. Sopron, 12, 1940, S. 38—72.
- ROTHPLETZ, A.: Zur Bildung der Oolithe. — Bot. Zbl., 12, 1892.
- & GIESENHAGEN, K.: Über Oolithe. — Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-nat., 29, 5, 1922.
- RUTTNER, F.: Eisenlösung und Eisenfällung in Binnengewässern. — Arch. Lagerst.-Forsch., 75, 1942, S. 16—28.
- SCHEIBE, E. A.: Beiträge zur Kenntnis des Salzgitterer Erzhorizontes und zur Oolithfrage. — Diss. Charlottenburg 1923, Glückauf, 1923, H. 13.
- Umstrittene Bedingungen für die Entstehung des Salzgitterer Eisenerzes. — Z. deutsch. geol. Ges., 83, 1931, S. 463—471.
- SCHMIDT, C.: Über die Mineralien der Eisenoolithe von der Windgälle im Kanton Uri. — Z. Krist., 11, 1886.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Die mikroskopische Untersuchung der Eisenerze mit besonderer Berücksichtigung ihrer Bedeutung für das Aufbereitungsverfahren. — Stahl und Eisen, 1920, H. 41.
- Mikroskopische Untersuchung der Braunjura-Eisenerze von Wasseralfingen. — Mitt. Kaiser-Wilhelm-Inst. Eisenforsch., 3 (1922), H. 1.
- Untersuchungen über die Aufbereitungsmöglichkeiten der Eisenerze des Salzgitterschen Höhenzuges auf Grund ihrer mineralogisch-mikroskopischen Beschaffenheit. Mitt. Kais.-Wilh.-Inst. Eisenforsch., 5, 1924, S. 79—108.
- Die wissenschaftlichen Grundlagen für die Aufbereitung der Salzgitterer Erze, — Z. deutsch. geol. Ges., 83, 1931, S. 471—479.
- P.: Mikroskopische Untersuchung der Eisenerze von Simmelsdorf in Franken. — Handschriftl. Bericht im Archiv des Reichsamts für Bodenforschung.
- SCHUMANN, H.: Ein mecklenburgischer Glaukonitsandstein. — Chem. d. Erde, 13 (1940), S. 336—352.

- VON SEE, K.: Geologische Untersuchungen im Weser- und Wiehegebirge. — N. Jb., Beil. Bd. 30, 1910, S. 646—650.
- SEITZ, O.: Über Rogensteine in der Bohrung Tempelburg (Pommern) und in der Bohrung Schubin (Wartheland). — Mitt. Reichsamt Bodenforschg., Wien 1943.
- SLAVIK, F.: Der Phosphorgehalt der Eisenerze im böhmischen Silur. — Bergbau und Hütte, 1918, II. 5.  
— Böhmisches Eisenerze (5 Arbeiten, Sammelreferat.) — N. Jb. Min., Geol., Pal., 1925, II, A S. 306—316.
- SMITH, H.: On the Clinton Iron Ore. — Amer. J. Science, 43, 1892, S. 487.
- SMYTH, C. H.-jr.: Die Hämatite von Clinton in den östlichen Vereinigten Staaten. — Z. prakt. Geol., 1, 1894, S. 305—313.
- SMYTHE, V. D.: On the genetic significance of ferrous silicate associated with the Clinton ores. — New York State Museum, Bull. 208.
- SPURR, J. E.: The Iron-bearing Rocks of the Mesabi-Range. — Geol. and Nat. Hist. Surv. Minnesota, Bull. 10, 1894.
- STAPFF, F. M.: Über die Entstehung der Seerze. — Z. deutsch. geol. Ges., 18, 1866, S. 86—123.
- STORZ, M.: Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrographisch-geologischen Bedeutung. — Mon. Geol. Pal., Ser. II, II. 4 u. 5, 1928 u. 1931.
- STRUNZ, H.: Mineralogische Tabellen. — Leipzig 1941.
- VADASZ, E.: Oolithische Roteisenerz-Lagerstätten in Ägypten. — Cbl. Min. Geol., Pal., 1933 A S. 161.
- VALA, J. & HELMHACKER, H.: Die Eisensteinvorkommen in der Gegend von Prag und Beraun. — Arb. geol. Abt. Landesdurchf. Böhmen I, II, 3, 1873.
- VAUGHAN, T. W.: Preliminary remarks on the Geology of the Bahamas. Origin of the Bahama and Floridan Oolithes. — Carnegie Inst. Publ., 182, 1914.
- VILLAIN: Sur la genèse des minerais de fer dans la région lorraine. — C. R. Acad. Paris, 128, 1899, S. 1291—1293.
- VOGT, J. H. L.: Über Manganwiesenerze und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesenerzen. — Z. prakt. Geol., 15, 1906, S. 17—233.
- WEIGELT, J.: Die Gesetzmäßigkeit natürlicher Aufbereitungsvorgänge und die Entstehung des Erzlagers von Salzgitter. — Ber. Erzaussch. Eisenhüttenl., 1922, Nr. 5 u. 7.  
— Angewandte Geologie und Paläontologie der Flachseeesteine und des Erzlagers von Salzgitter. — Berlin 1923.
- VAN WERVEKE, L.: Bemerkungen über die Zusammensetzung und Entstehung der lothringisch-luxemburgischen Minetteablagerungen. — Ver. oberrhein. geol. Ver., 1901.
- WETZEL, W.: Sedimentpetrographie. — Fortschr. Min., Krist., Petr., 8, 1923, S. 101—198.
- WIESE, Th.: Die nutzbaren Eisenerzlagerstätten, insbesondere das Vorkommen von oolithischen Roteisenstein im Wesergebirge bei Minden. — Z. prakt. Geol., 21, 1903, S. 217—231.
- WINCHELL, A. N.: Chlorite as a polycomponent system. — Am. J. Science, 11, 1926, S. 284—300.  
— A third study of chlorite. Am. Mineralogist, 21, 1936, S. 642—651.
- WURM, A.: Über Magneteisenerze im Lias von Bodenwöhr. — Geogn. Jh., 37, 1924, S. 261—264.
- ZALINSKI, F. R.: Untersuchungen über Thuringit und Chamosit aus Thüringen und Umgebung. — N. Jb., Beil.-Bd. 19, 1904, S. 40—84.



## Sachregister

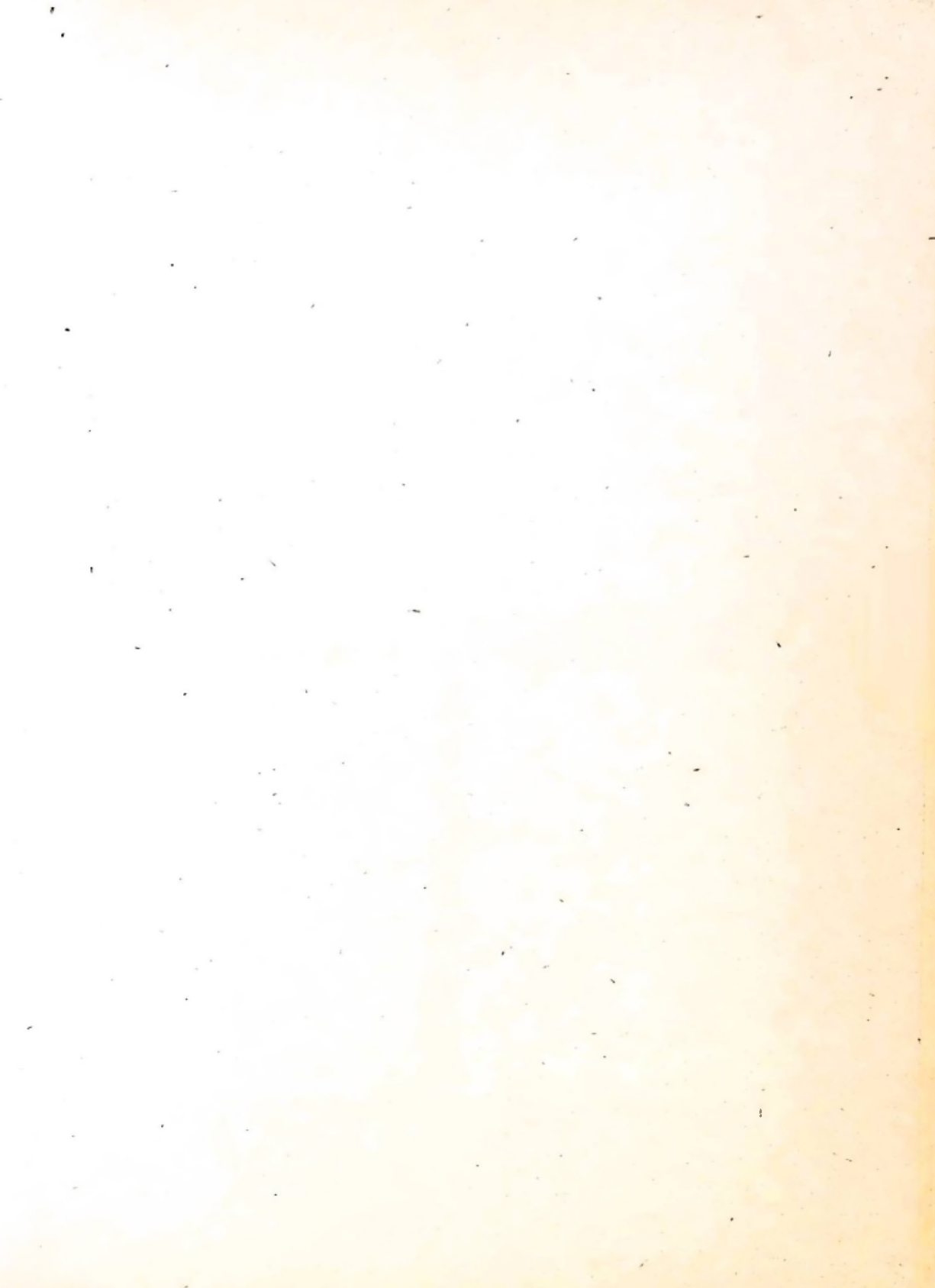
	Seite		Seite
Absplitterung . . . . .	23	Gemischte Gele . . . . .	60
Agglutination . . . . .	22	Gipsbildung . . . . .	97, 110
Amorphe Stoffe . . . . .	56	Girlandenbildung . . . . .	11
Anhydrit . . . . .	54	Glaukonit . . . . .	40, 58—65, 83, 108
Anhydrit-Bildung . . . . .	110	Glaukonit und Biotit . . . . .	42, 63
Anhydrit-Bildung im Rogenstein . . . . .	97	Gleichfälligkeit . . . . .	18
Aufdeckung der Schliffe . . . . .	9	Grenalit . . . . .	57, 65
Bauxit . . . . .	67	Großkernooide . . . . .	20
Birmensdorfer Schichten . . . . .	41, 77	Hämatit . . . . .	26
Blastische Rhomboeder . . . . .	75	Hiatusooid . . . . .	16
Bohnerze . . . . .	111	Hutbildung . . . . .	104, 110
Brutbeutel . . . . .	15, 46, 113	Hydrohämatit-Verwitterung . . . . .	105
Centre d'accumulation . . . . .	19	Kalkumkrustung . . . . .	48
Chalzedon . . . . .	25	Kalkrekristallisation . . . . .	52
Chamosit . . . . .	58	Kalzitisierung . . . . .	80
Chlorit, zentral . . . . .	36, 85, 86	Karbonatoolith . . . . .	45, 107
Cronstedtit . . . . .	58	Keratophyreisenerz . . . . .	68, 118
Daphnit . . . . .	80	Kiesdendriten . . . . .	93
Delessit . . . . .	58	Kieshieken . . . . .	92
Delphinförmiges Ooid . . . . .	38	Kieselige Eisenerze . . . . .	32
Diagenese . . . . .	70	Knochenförmige Ooide . . . . .	21, 38
Dialysatorwirkung . . . . .	105	Kolloide Stoffe . . . . .	56
Doppelbrechung der Karbonate . . . . .	71	Kollophan . . . . .	55
Drillingsooide . . . . .	15	Korallenoolith . . . . .	112
Drucksuturen . . . . .	49	Kristalline Stoffe . . . . .	56
Echinodermen-Vereisung . . . . .	29, 34, 47	Lahn-Dill-Typus . . . . .	68, 118
Eisenbakterien . . . . .	70	Leptochlorit . . . . .	57
Eisenoxydoolithe . . . . .	25, 107	Liesegang'sche Ringe . . . . .	30, 47
Eisensandstein . . . . .	70	Limonitaureole . . . . .	104
Eisensilikate . . . . .	56	Limonit, plattenförmig . . . . .	105
Eisensilikatgel . . . . .	44	Mackensit . . . . .	83, 117
Emersionsflächen . . . . .	19	Magnetitneubildung . . . . .	88, 109
Emulsoid . . . . .	57	Markasit . . . . .	94
Enteisenung . . . . .	99, 110	Mikrotrümmererz . . . . .	113
Entstehung der Eisenoolithe . . . . .	108	Milieu générateur . . . . .	19
Farben der Ooide . . . . .	27	Minette . . . . .	113
Festes Kreuz . . . . .	9	Molnerz . . . . .	75, 119
Form der Ooide . . . . .	106	Molekulardispers . . . . .	56
Francolit . . . . .	55	Moravit . . . . .	82
Gele . . . . .	57	Muschelkrebsehen . . . . .	89, 115

	Seite		Seite
Nadeleisenerz . . . . .	25	Rupture d'équilibre . . . . .	66
Nontronit . . . . .	58	Schrägauflicht . . . . .	8
Ooidgespenster . . . . .	75	Schweresandstreifen . . . . .	115
Oolithkerne . . . . .	13	Schwindungssichel . . . . .	24
Oolith und Sphärolith . . . . .	11	See-Erz . . . . .	110
Opalooide . . . . .	39	Seladonit . . . . .	57, 65
Opalkrusten . . . . .	105	Seritisierung . . . . .	97, 109
Ophthalmidien . . . . .	22, 48	Sideritische mudstone . . . . .	68
Ostrakoden . . . . .	69	Sideritisierung . . . . .	76, 109
Pfennigerz . . . . .	110	Silikatbildung, diagenetische . . . . .	112
Phosphorit . . . . .	55, 108	Silikatoolith . . . . .	32, 107
Pinolithstruktur . . . . .	48	Sole . . . . .	57
Postume Umwandlung . . . . .	76	Sphärolith und Oolith . . . . .	12
Pyrit als Kern . . . . .	95	Sphärosiderit . . . . .	68
Pyritbildung . . . . .	69, 91, 109	Staffelit . . . . .	56
Quarzneubildung . . . . .	86, 109	Stilpnomelan . . . . .	82
Quarzverdrängung . . . . .	78	Stromatolith . . . . .	11
Radialsprünge . . . . .	24	Suspensoid . . . . .	57
Rekristallisation . . . . .	108	Thuringit . . . . .	57, 59, 80, 109
Remaniement . . . . .	19	Toneisenstein . . . . .	26, 68—70
Rhomboeder-Mergel . . . . .	53	Trümmererz . . . . .	30, 111
Rindenooid . . . . .	20	Turgit . . . . .	28
Rognons . . . . .	53	Vereisung . . . . .	100, 110
Rötelkonglomerat . . . . .	31	Zentrale Chloritkristalle . . . . .	36, 85, -86
Rubinglimmer . . . . .	25	Zwillingsooide . . . . .	19

## Ortsverzeichnis

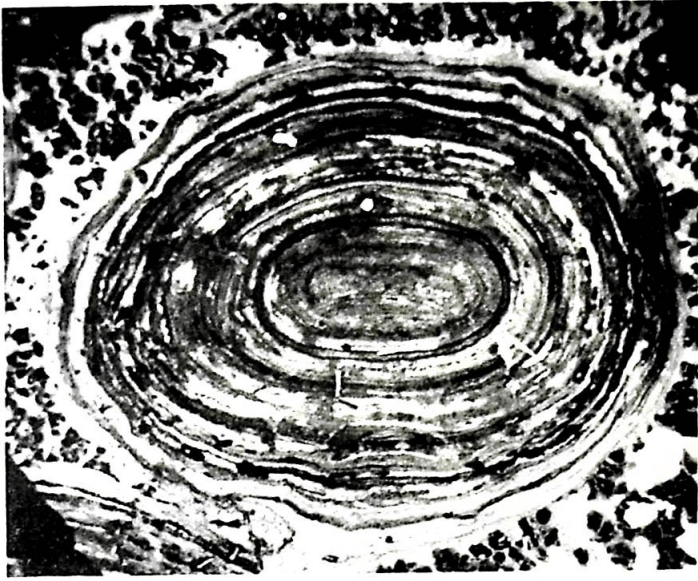
	Seite		Seite
Aalen . . . . .	70, 91, 116	Grodisko . . . . .	48, 69, 92
Apelnstedt . . . . .	37, 50, 72, 115	Gutmadingen . . . . .	14, 16, 22
Baiershofen . . . . .	27, 76, 114	Hahndorf . . . . .	56, 112
Ballersbach . . . . .	100	Hardeggen . . . . .	55
Bennisch . . . . .	117	Harzburg 28, 30, 39, 56, 76, 91, 93	
Bentheim . . . . .	43, 46, 77, 113	Haverstädt . . . . .	39, 79
Beraun . . . . .	40, 118	Hayingen . . . . .	39, 101
Beuren . . . . .	96	Heinrichsfreude . . . . .	28
Bislich . . . . .	76, 104, 115	Herschdorf . . . . .	103
Bodenwöhr . . . . .	89, 106, 109, 114	Hersbruck . . . . .	88
Bollensee . . . . .	55	Hornburg 41, 48, 75, 84, 93, 97, 99	
Bonaduz . . . . .	33	Hohenassel . . . . .	53, 113
Bopfingen . . . . .	27	Hredl . . . . .	33, 118
Brendelmühl 33, 44, 75, 85, 88, 93		Ilsede . . . . .	111
Brome . . . . .	97, 116	Isenbüttel 16, 22, 27, 34, 44, 48, 72	
Bucherzeche . . . . .	89, 109, 114	82, 97, 101, 105	
Buru . . . . .	64	Isingerode . . . . .	102
Çamdag . . . . .	79	Kahlefeld . . . . .	96
Chamoson . . . . .	91	Kahlenberg . . . . .	51, 100
Chrbina . . . . .	54, 118	Kamienica . . . . .	75, 115
Cmielon . . . . .	75	Kapfenberg . . . . .	78
Danme . . . . .	92, 100, 101, 103, 111	Keilberg . . . . .	38, 52, 100, 102, 105
Dannenbüttel 15, 17, 44, 92, 102, 112		Kladno . . . . .	39, 73, 75, 83, 95
Degow . . . . .	72, 78, 80	Klausmoor . . . . .	77, 112
Dievenow . . . . .	87	Klein Dievenow . . . . .	85
Donzdorf . . . . .	104	Klemmen 15, 21, 34, 36, 40, 45, 76	
Echte . . . . .	96	82, 85, 87, 94	
Eifel . . . . .	31	Könnekenrode . . . . .	95
Eisenkuhlenberg . . . . .	56	Köslin . . . . .	44, 84, 85, 93, 102
Eschershausen . . . . .	32	Krakulow . . . . .	35, 118
Falkenhagen . . . . .	87	Krumpa . . . . .	116
Fallersleben . . . . .	33, 73	Krusna Hora . . . . .	102, 105, 119
Finkenkuhle . . . . .	22, 53, 56, 96, 103	Kullemölla . . . . .	17, 82, 88, 100, 106
Frondorf . . . . .	83	Lahngebiet . . . . .	118
Geisingen . . . . .	18	Langenreuth . . . . .	105
Gifhorn . . . . .	97	Leba . . . . .	45, 116
Gobitschau . . . . .	83, 117, 119	Liverdun . . . . .	56
Gosheim . . . . .	94	Lommersdorf . . . . .	106, 117
Goslar . . . . .	56, 89	Markoldendorf . . . . .	75, 93
Grenzlerburg . . . . .	56	Neuffen . . . . .	24, 77

	Seite		Seite
Nutschitz . . . . .	33, 64, 81, 89, 94	Stoberg . . . . .	21, 91
Olkutsch . . . . .	102	Talheim . . . . .	92
Pariser Becken . . . . .	112	Tegelhof . . . . .	100
Pegnitz . . . . .	88, 105	Tempelburg . . . . .	14, 17, 47, 52, 55, 113
Peine . . . . .	111	Trouville . . . . .	48
Piaski . . . . .	75	Truskolasy . . . . .	92, 115
Pretoria . . . . .	23, 119	Umitschek . . . . .	102
Raasch . . . . .	40, 75, 83, 92, 95, 118	Vienenburg . . . . .	48
Reetz . . . . .	100, 117	Vierzehnbeiligen . . . . .	105
Regensburg . . . . .	114	Villa Hermosa . . . . .	102
Reichenbach . . . . .	33, 37, 82	Villaroya . . . . .	102
Ribbesbüttel . . . . .	13, 16, 21, 35, 73, 89	Vorhop . . . . .	21, 23, 48, 54
	92, 103	Vorra . . . . .	27, 88, 119
Risteberg . . . . .	22	Wabana . . . . .	25, 26, 57, 82, 119
Rottorf a. Kley . . . . .	73, 106	Wasseralfingen . . . . .	53, 114
Saalfeld . . . . .	50, 82	Weißbrunn . . . . .	88, 114
Sackwald . . . . .	89	Wellendingen . . . . .	77, 91, 96, 103
Saint Remy . . . . .	54, 119	Wellenspringe . . . . .	32, 100, 113
Sallesleben . . . . .	17	Westerbeck . . . . .	17, 22, 51, 84, 97
Salmendingen . . . . .	31		99, 102, 112
Salzgitter . . . . .	32	Wethen . . . . .	100
San Miguel de las Duenas . . . . .	83, 119	Wietze . . . . .	41
Schäntalstollen . . . . .	24, 114	Windgälle . . . . .	83, 118
Scheppau . . . . .	44, 84, 116	Wittekindflöz . . . . .	39
Schleiz . . . . .	117	Wittmannsgereuth . . . . .	34, 38, 76, 85, 94
Schliengen . . . . .	111		95, 118
Schmiedefeld . . . . .	18, 33, 56, 81, 83, 85	Wlodowice . . . . .	48, 92, 115
	92, 118	Xanten . . . . .	115
Schonen . . . . .	69, 79, 83, 88, 114	Yorkshire . . . . .	40
Schubin . . . . .	55	Zahorek . . . . .	118
Silbersiek . . . . .	87, 93, 95	Zapniow . . . . .	33
Simmelsdorf . . . . .	76, 87, 103	Zditz . . . . .	82, 118
Sommerschenburg . . . . .	28, 30, 39, 75, 94	Zeche Jakobus . . . . .	16
	106, 116	Zimmerer Wald . . . . .	95



### Tafel 1

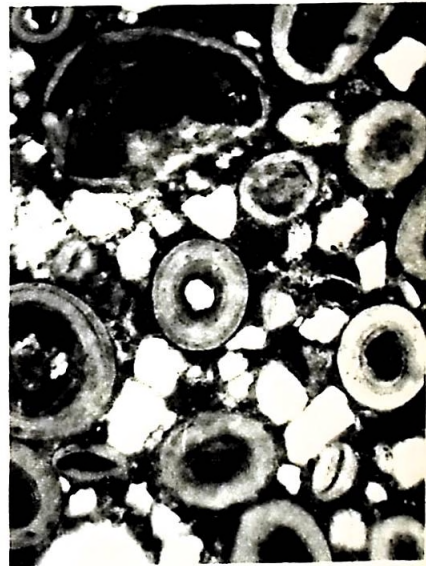
1. Silikatisches, von Siderit durchwuchertes Großooid. Die schwarzen Ausscheidungen in der Grundmasse sind grellrot reflektierende, in Hämatit verwandelte Pyritausscheidungen. Schmiedefeld, Unteres Lager. 19 ×.
2. Grellgrüne Silikatoide mit dunkelbraunen oxydischen Kernen, die teils unversehrte Ooide, teils Bruchstücke von solchen sind. Grundmasse ist feinkristalliner Kalk mit scharfeckigen Quarzkörnchen und einzelnen Pyritkriställchen. Bohrg. Fallersleben 1, 182,06—183,10 m T. 19 ×.
3. Dasselbe wie 2, stärker vergrößert, Bruchstückform der oxydischen Kerne. 27 ×.



1



2



3

Druck Gonymed. Berlin

## Tafel 2

1. Außerordentlich uneinheitliche Zusammenschwemmung verschiedensten Materials. Viel nicht umrindete Quarzgeröllchen, Muschelsplitter als Kern. Oben rechts Mitte Geröll von älterem feinkörnigem Oolith. Korallenoolith aus Grube Hansa bei Hasslingerode. 19 ×.
2. Rechts oben Großoid mit blastischen Sideritrhomboedern. Zwei große Doppel-ooide. Zwischen beiden und unter dem unteren Ooid mit getrübttem Kalkbrocken als Kern. Ooidrinden teils Oxyd, teils Karbonat mit flockiger Oxydausscheidung. Bohrg. Dannenbüttel 1, 42,32 m T. 27 ×.
3. Oxydooide in Oxydgrundmasse (Dünnschliff in Schrägaussicht!). Die hellen Punkte sind getrübt, daher diffus reflektierende Kalkbröckchen. Die nicht schaligen dunklen Flecke sind Löcher durch Herausfallen einzelner Ooide. Oben ein großer Limonitbrocken. Grube Friederike bei Harzburg, Versuchschacht I. 27 ×.
4. Oxydooide mit Kernen von Quarz und Kalk zwischen Muschelsplittern und Quarzkörnern, welche letztere oft eine kleine Eisenoxydhaut tragen. Links, unweit unter der Mitte, ist um einen Kalkkern erst eine sideritische Hülle entstanden, ehe er von Oxyd umkrustet wurde. Bohrg. Isenbüttel 5. 1677,4 m T. 27 ×.

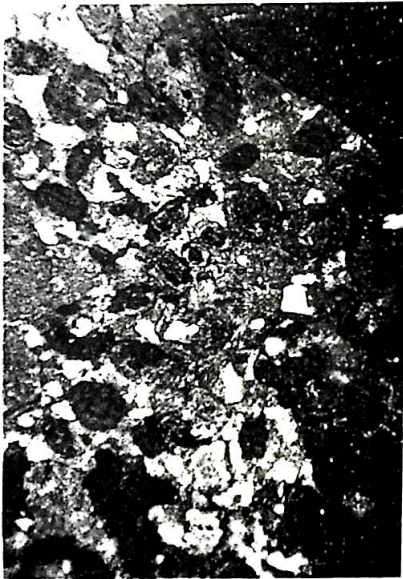




1



2



3

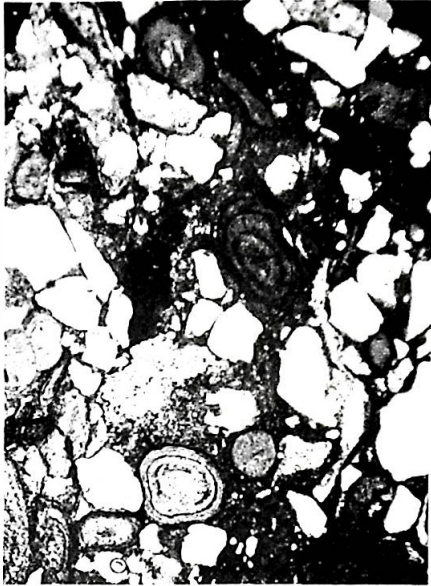


4

Druck: Gonymed, Berlin

### Tafel 3

1. Drei Silikatoide zwischen scharfeckigen Quarzkörnern und Muschelsplittern. Das untere Ooid ist deutlich vom benachbarten Quarzkorn eingedrückt, das mittlere etwas plattgedrückt, das obere hat einen Muschelsplitter als Kern. Bohrg. Isenbüttel 5, 1678 m T. 27 ×.
2. Verquetschte Formen von Silikatoiden. Erz von Zditz bei Beraun. 19 ×.
3. Bärte von Kalzitprismen im Hohlraum zwischen geschrumpften Ooiden und Grundmasse. Bohrg. Haverstädt, Wittekindflöz. 80 ×.
4. Zu Linsen verquetschte, kaum mehr konzentrisch schalige Silikatoide mit blastischen Sideritrhoedern und Pyritstaub (schwarz). Schmiedefeld, Oberes Lager. 19 ×.



1



2



3



4

Druck: Gonymed, Berlin

#### Tafel 4

1. Dasselbe wie 4 auf Tafel 3, stärkere Vergrößerung.  $27 \times$ .
2. Kalksand, vorwiegend organische Bröckchen mit spärlichem kristallinem Kalkbindemittel, darin große eckige Toneisensteinbrocken und wenige Sideritooide. Kern des einen ist ein Kalkbrocken, eines anderen kryptokristalliner Siderit. Unten Toneisenstein mit Echinodermensplitter. Bohrg. Isenbüttel 5, 1687,5 m T.  $27 \times$ .
3. Silikatoide mit dicker durch Oxydstaub fast opaker Karbonatkruste, die im äußeren Teil meist deutlich strahlig ist. Viel durch Umkrustung zur Rundung ergänzte scharfeckige Quarzkörner. Links oben ein weiter gewachsener Quarz, Andeutung des Bereichs der ehemaligen Kalkkruste als Trübung, weniger deutlich Mitte oben. Rechts Mitte Muschelsplitter als Kern. Sehr deutlich dunklerer Zentralteil einiger Silikatoide Mitte und unten. Bohrg. Isenbüttel 5, 1563 bis 67,6 m T.  $27 \times$ .
4. Stenglige Struktur der Karbonatkruste um Silikatoide. Bohrg. Isenbüttel 5, 1563—67,6 m T.  $80 \times$ .



1



2



3



4

Druck: Gonymed, Berlin

### Tafel 5

1. Zwei Ooide mit blastischen Sideriten. Bohrg. Haverstädt, Wittekindflöz. 80 ×.
2. Großes Silikatooid mit einzelnen blastischen Sideriten. Bohrg. Haverstädt, Wittekindflöz. 80 ×.
3. Silikatoide und Grundmasse durchsetzt von Sideritkristallen. Bohrg. Haverstädt, Wittekindflöz. 80 ×.
4. Silikatoide mit sideritisierter Außenzone und blastischen Sideritneubildungen. Bohrg. Haverstädt, Wittekindflöz. 80 ×.



1



2



3



4

Druck: Gonymed, Berlin

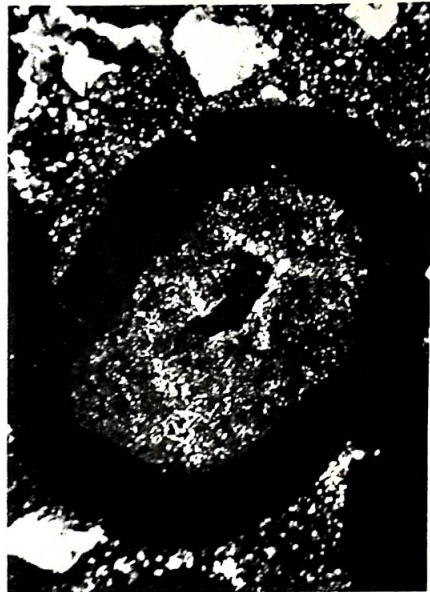
## Tafel 6

1. Zersprungenes und von Siderit zerfressenes Quarzgeröll, die Sprünge folgen der rhomboedrischen Spaltbarkeit des Quarzes. Bohrg. Haverstädt, Wittekindflöz. 80 ×.
2. Großes Ooid, außen oxydisch, innen silikatisch. Das Innere in ein Aggregat ziemlich grober Thuringitschuppen umgewandelt. Die Grundmasse ist feinkristalliner Kalk mit eisenoxydischer Trübung auf den Korngrenzen. Bohrg. Isenbüttel 5, 1631—1639 m T. 103 ×.
3. Großes Silikatooid, im zentralen Teil durch oxydische Zwischenlagen deutlich schalig, weiter außen durch Sideritisierung einheitlich kristallin. Von außen herein mit zackigen Grenzen durch Pyrit verdrängt, außerdem von zahllosen blastischen Einzelkristallen des Pyrits durchstäubt. Silbersiek bei Falkenhagen. 80 ×.

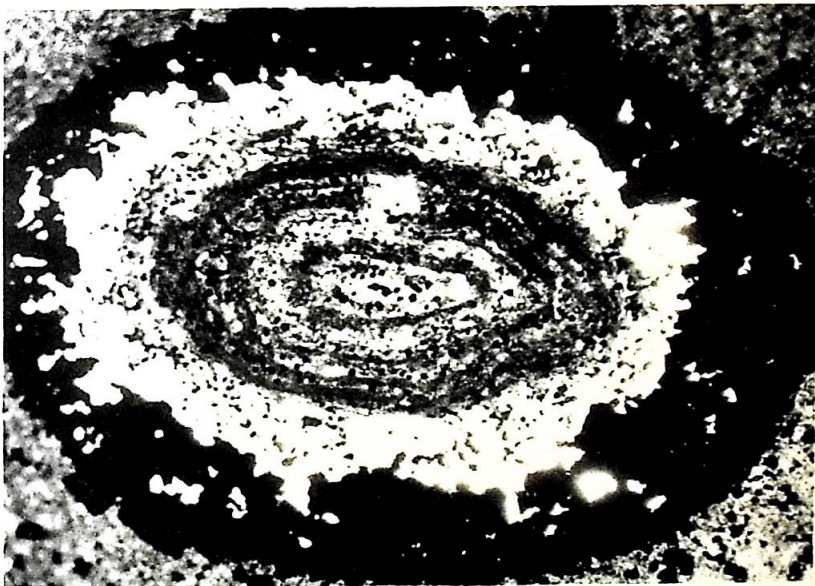




1



2



3

Druck: Gonvmed. Berlin





N11< 48838773 090

UB Karlsruhe



