

Werk

Titel: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (= submarine Gesteinszerse...

Ort: Berlin

Jahr: 1922

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?345572157_0013|log25

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (= submarine Gesteinszersetzung).

Von **K. Hummel** (Gießen).

(Schluß.)

Die Eisenoolithe und verwandte Gesteine als Produkte der Halmyrolyse.

Beziehungen der Eisenoolithe zu den Glaukonitgesteinen.

Die Kenntnis der Entstehungsweise des Gl. und besonders die Feststellung, daß bei der Halmyrolyse eine Eisenanreicherung stattfinden kann, darf als Grundlage dienen zur Ermittlung der Entstehungsweise der großen Gruppe der marinsedimentären Eisenerze, insbesondere der Eisenoolithe; über die Vorgänge, welche zur Bildung dieser Gesteine führen, bestehen bisher keine klaren und befriedigenden Anschauungen. Ein gewisser Zusammenhang mit den Gl.-Gesteinen wurde allerdings von verschiedenen Forschern erkannt¹⁾, da jedoch die mit der Gl.-Bildung verbundene Eisenanreicherung bisher nicht beachtet wurde, so war es auch nicht möglich, auf Grund der Analogie mit dem Gl. den Vorgang der Eisenanreicherung bei der Entstehung der Eisenoolithe zu erklären.

Die Entstehungsbedingungen des Gl. können unmittelbar aus ozeanographischen Beobachtungen abgeleitet werden; rezente Eisenoolithe sind dagegen bisher noch nicht bekannt geworden, man ist also auf Analogieschlüsse angewiesen, wenn man ihre Bildungsweise ermitteln will. Daher ist zunächst nötig, festzustellen, welche Übereinstimmungen und welche Verschiedenheiten zwischen den Gl.-Gesteinen und den Eisenoolithen vorhanden sind.

¹⁾ Vgl.: CLARKE, a. a. O., S. 494. — FR. GAUB, Die jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb. Geol. u. Pal. Abh., 1910. — HEIM, a. a. O., S. 530/32, 569. — C. R. VAN HISE und C. K. LEITH, The Geology of the Lake Superior Region. U. S. Geol. Surv. Monogr., LII, 1911. — W. LINDGREN, Mineral Deposits, 2. Aufl., 1919, S. 260/63, 270/71. — POMPECKJ, a. a. O., S. 197. — REIS, Zur Geologie der eisenoolithführenden Eocaenschichten am Kressenberg in Bayern. Geogn. Jahresh., X, 1897, S. 24—43. — REIS, Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen unteren und mittleren Trias. Geogn. Jahresh., 22, 1909, S. 1—205. — STELZNER-BERGEAT, Die Erzlagerstätten, 1904, I, S. 199/200, 215, 224. — VAN WERVEKE, Bemerkungen über die Zusammensetzung und Entstehung der lothringisch-luxemburgischen oolithischen Eisenerze. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1901, S. 396.

Chemische und mineralogische Beziehungen und Abweichungen.

Der Vergleich zwischen den Gl.-Gesteinen und den marin-sedimentären Eisenerzen wird in erster Linie dadurch ermöglicht, daß sehr viele dieser Erze als Haupt- oder Nebengemengteil Eisensilikate enthalten, die in chemischer und mineralogischer Hinsicht mit dem Gl. verwandt sind. Diese zur Gruppe der Leptochlorite gehörigen Mineralien, der Chamosit, Thuringit, Greenalit, Moravit, Viridit (Bavalit, Berthierin) usw. weichen zwar in den Einzelheiten ihrer chemischen Zusammensetzung voneinander ab, stimmen aber mit dem Gl. darin überein, daß ihre chemische Zusammensetzung wechselt und sich nur schwer auf eine einheitliche Formel bringen läßt; ferner ähneln diese Mineralien in mineralogischer Hinsicht dem Gl., da sie nur selten oder nie deutliche Kristalle bilden, sondern meist in amorphen oder kryptokristallinen Massen auftreten. Es sind dies offenbar gerade die Eigenschaften, welche der Gl. mit den kolloidalen Verwitterungsprodukten gemeinsam hat; es scheint daher wahrscheinlich, daß auch diese Leptochlorite zu den Produkten der Halmyrolyse gehören. Die meisten dieser Mineralien weichen allerdings in ihrer Zusammensetzung vom Gl. nicht unerheblich ab, namentlich enthalten sie alle mehr Eisenoxydul als Eisenoxyd. Dies ist ein Unterschied gegenüber dem Gl., der für die Beurteilung der Entstehungsbedingungen von größter Bedeutung ist. Der Gl. ist ein Eisenoxydsilikat, das auch in der oben erwähnten diagenetisch veränderten Form immer noch mehr Eisenoxyd als Eisenoxydul enthält; die Leptochlorite zeigen das umgekehrte Verhältnis, nur der Greenalit enthält manchmal etwas mehr Eisenoxyd als Eisenoxydul; auch der Thuringit enthält verhältnismäßig viel Eisenoxyd, daneben aber doppelt soviel Eisenoxydul. Die übrigen Leptochlorite enthalten in der Regel (eine weitere Ausnahme bildet der Mackensit¹⁾) nur geringfügige Mengen von Eisenoxyd, dagegen viel Eisenoxydul.

Ein weiterer Unterschied, der für die Ableitung der Entstehungsbedingungen von Wichtigkeit ist, liegt im Mengenverhältnis der verschiedenen Stoffe. Alkalien, insbesondere Kali, fehlen in den Leptochloriten meistens; der Kieselsäuregehalt der Leptochlorite ist erheblich geringer als im normalen Gl., dagegen enthalten die Leptochlorite mehr Tonerde als der Gl.; nur der Greenalit, der auch sonst eine gewisse Sonderstellung einnimmt, ist vollkommen tonerdefrei. Ein

¹⁾ Vgl. FR. KRETSCHMER, Neue Mineralien vom Eisenerzbergbau Gobitschau nächst Sternberg (Mähren). Centralbl. f. Min., 1905, S. 195. — Die Leptochlorite der mährisch-schlesischen Schalstein-Formation. Centralbl., 1906, Nr. 10. — Mineralien, Eisenerze und Kontaktgebilde auf dem Schalsteinzuge Sternberg—Bennisch. Centralbl., 1907, Nr. 11, S. 289 u. 321. — Über die Eisenerze des Diabas- und Schalsteinzuges Sternberg—Bennisch. N. J., 1918, I, S. 19—42.

weiterer Unterschied zwischen Gl. und den Leptochloriten liegt im Gesamt-Eisengehalt; dieser ist bei den Leptochloriten in der Regel erheblich größer als beim normalen Gl. Aus diesem Grunde rechnet man die Gl.-Gesteine nicht zu den nutzbaren Eisenerzen, obwohl es Grünsande gibt, die zu mehr als 90% aus Gl. bestehen. Die Leptochlorite dagegen können viel leichter zur Entstehung nutzbarer Lagerstätten Veranlassung geben, da sie das Eisen in viel größerer Konzentration enthalten.

Aus dem soeben Gesagten ergeben sich gewisse Beziehungen der Leptochlorite zu dem im ersten Teil dieser Arbeit erwähnten Mineral von der Challenger-Station Nr. 185b. Um diese Beziehungen und die Unterschiede gegenüber dem echten Gl. nochmals zusammenzufassen, gebe ich in der folgenden Tabelle eine Übersicht über die ungefähre Zusammensetzung der sedimentären Eisensilikate (nach LINDGREN, 1919, S. 263) und füge die Analysenergebnisse von der Challenger-Station 185b bei:

	Gl.	Stat. 185b	Chamosit	Thuringit	Greenalit
SiO ₂	53	27.74	29	24	30
Al ₂ O ₃	10	13.02	13	17	—
Fe ₂ O ₃	21	39.93	6	15	35
FeO	2	1.76	42	33	26
CaO	1	1.19	—	—	—
MgO	3	4.62	—	—	—
K ₂ O	4	0.95	—	—	—
H ₂ O	6	10.85	10	11	9

Man sieht, das Mineral der Torresstraße unterscheidet sich etwa in derselben Weise wie die Leptochlorite vom echten Gl., nur das Überwiegen des Eisenoxyds paßt mehr zum Gl., der Gesamt-Eisengehalt ist jedoch höher als bei diesem. Diese Beziehungen der Leptochlorite zu dem Mineral der Torresstraße bilden eine wichtige Grundlage für die Ermittlung der Entstehungsbedingungen der leptochloritischen Sedimente.

Außer den Leptochloriten enthalten die marin-sedimentären Eisenerze noch eine ganze Reihe anderer eisenhaltiger Mineralien, die zum Teil eine viel größere Rolle spielen als die Eisensilikate; vor allem sind hier zu nennen das Eisenkarbonat, die Eisenoxyde und Eisenhydroxyde. Es können aber hier alle Mineralien aus der Betrachtung ausscheiden, die sekundär durch Diagenese oder Verwitterung entstanden sind; Neubildungen spielen gerade bei den leicht veränderlichen Eisenoxydulverbindungen eine große Rolle. Es ist zwar vorläufig noch nicht mit Sicherheit zu entscheiden, welche Mineralien ausschließlich sekundärer Entstehung sind, aber wahrscheinlich gehört dazu der Magnetit, den man als „metamorphes“ Mineral bezeichnen könnte, und der Limonit, der seine Entstehung den Verwitterungsvorgängen verdankt. Manche Autoren betrachten allerdings

auch das Brauneisen als eine primäre marine Ausscheidung, doch bezweifelt LINDGREN (1919, S. 270) diese Möglichkeit auf Grund der dehydratisierenden Wirkung des Meerwassers. Eher noch könnte Hämatit und das häufig mit diesem verwechselte rote, wasserarme Eisenhydroxyd im Meere entstehen; ziemlich sicher ist die primäre Entstehung des Siderits. Doch besitzen wir für alle diese Mineralien in den rezenten Meeren keine brauchbaren Analoga, die uns Aufschluß über ihre Entstehungsbedingungen geben können; zwar erwähnt LINDGREN (1919, S. 270/1) einen rezenten Hämatitschlamm auf Korallenriffen südlich Molokai in der Hawaii-Gruppe; es war mir aber nicht möglich, nähere Angaben über dieses Vorkommen zu erhalten. Auch der Siderit findet sich in den rezenten Meeressedimenten niemals in größerer Menge¹⁾, obwohl er in früheren Perioden offenbar als primäre Bildung am Meeresboden entstanden ist; daß er heute im wesentlichen auf die Süßwasserablagerungen beschränkt ist, mag auf denselben Gründen beruhen, welche in den heutigen Meeren an die Stelle der Leptochloritbildung die Gl.-Bildung gesetzt haben.

So ist man also schließlich doch auf die Leptochlorite allein angewiesen, wenn man die Bildungsumstände der marinen Eisenerze auf Grund der ontologischen Methode ermitteln will, da nur sie klare Beziehungen zu einem in den heutigen Meeren unter bekannten Bedingungen entstehenden Minerale besitzen. Wenn man aus den Bildungsbedingungen der Leptochlorite auf die Bildungsweise der Eisensedimente im allgemeinen schließt, so wird man damit keinen großen Fehlschluß tun, denn die Leptochlorite bilden einen sehr wesentlichen primären Gemengteil fast aller in Frage kommenden Eisenerze; sie wurden zwar in ihrer Bedeutung erst ziemlich spät erkannt, da sie meist sekundär umgewandelt sind, aber nach und nach wurden sie in fast allen marinen Eisenerzen in mehr oder weniger großer Menge nachgewiesen²⁾, manchmal auch als Pigment³⁾. Häufig nimmt ihre Menge nach der Tiefe hin zu, z. B. in der lothringischen Minette⁴⁾, oberflächlich sind sie dagegen in Brauneisen verwandelt; auch in Roteisen können sie sich unter Umständen verwandeln⁵⁾, ebenso in Magnetit. Freilich kann man nicht alle Eisenminerale der Erze von Leptochloriten ableiten; fraglich ist dies mindestens für einen Teil des Roteisens und des roten Eisenhydroxyds, sowie für den Siderit, doch sind diese Mineralien vielleicht alle nur Endprodukte ein und desselben halmyrolytischen Prozesses. Wenn man

¹⁾ Vgl. ANDRÉE, 1920, S. 231 ff.

²⁾ Vgl. LEITH, A summary of Lake Superior Geology with special reference to recent studies of the iron-bearing series. (In: Emmons, Ore-Deposits, 1913, Nr. 25, S. 651.)

³⁾ Vgl. HEIM, Churfürsten-Mattstockgruppe, S. 569.

⁴⁾ Vgl. WERVEKE, 1901, a. a. O.

⁵⁾ Vgl. CAYEUX, Les minerais de fer oolithiques de France. I. Minerais de fer primaires. Paris, 1909, S. 285.

den Gl. und die anderen kolloidalen Eisensilikate des Meeresgrundes nicht als echte chemische Verbindungen, sondern, mindestens primär, nur als Adsorptionsverbindungen oder Gelgemenge auffaßt, die erst nachträglich, beim Altern des Geles, unter Bildung von Kriställchen in echte chemische Verbindungen übergehen, so ist ganz klar, daß die Halmyrolyse durch fortgesetzte Wegfuhr von Kieselsäure schließlich zur Bildung von Gelgemengen führen kann, die überwiegend aus Eisenoxyd bzw. -oxydul (oder entsprechenden Hydraten) bestehen. Auch die Entstehung des ursprünglichen, ebenfalls kolloidalen Eisenkarbonats kann man in dieser Weise auf halmyrolytische Anreicherung zurückführen, da die Kohlensäure der sich zersetzenden organischen Substanzen die in der oben beschriebenen Weise entstandenen Eisenoxydul-Gele leicht in Carbonat überführen wird. Man kann also die Entstehung aller in Betracht kommenden Mineralien auf eine einheitliche Ursache zurückführen.

Eine Eigenart der marinen Eisenerze, für die wir auch kein rezentes Analogon besitzen, ist das häufige Auftreten der verschiedensten Eisenmineralien in Oolithform. In den heutigen Meeren kennen wir nur Kalkoolithe, keine Eisenoolithe. Die Bildungsbedingungen sind viel diskutiert worden und es besteht darüber noch keine vollkommene Übereinstimmung. Nachdem es jedoch durch REIS wahrscheinlich gemacht worden ist, daß die Kalkoolithe ursprünglich aus einer kolloidalen Modifikation des Kalkkarbonats bestehen, scheint es so, als ob die Entstehung der Oolithkörnchen allgemein mit einem bestimmten, kolloidalen Zustand der Materie zusammenhinge. Auch die Eisenoolithe aller Art, einerlei aus welchem Material sie jetzt bestehen, waren ursprünglich derartige Gel- oder Sol-Massen, die wie Öltröpfchen im Wasser schwebten und ihre Kugelgestalt der Oberflächenspannung verdanken; wenn sie nach Erreichung einer bestimmten Größe zu Boden sinken, so werden sie unter Umständen durch die Schwerkraft abgeplattet und es entstehen längliche Ooide.

Wir haben oben gesehen, daß auch der Gl. ursprünglich ein Gel ist. Es wird in diesem Zusammenhange auffallen, weshalb er nicht auch in Oolithform auftritt. Dafür haben wir zunächst noch keine Erklärung, jedoch mag die Temperatur des Wassers hierbei eine Rolle spielen. Man kann annehmen, daß die Eisensilikatgele bei niedrigeren Temperaturen eine geringere Oberflächenspannung und größere Sprödigkeit besitzen; dann werden sie im bewegten Wasser von den anderen Sedimentteilchen zertrümmert und bekommen die Form der Gl.-Körner, die wir auch beim Greenalit wiederfinden. Die Oolithform kann unter dieser Voraussetzung nur in warmem Wasser entstehen, wie ja auch die Kalkoolithe auf warme Meeresteile beschränkt sind. Diese Zusammenhänge könnten durch experimentelle Untersuchungen aufgeklärt werden.

Die Rolle der Phosphorsäure in den halmyrolytischen Gesteinen.

Eine weitere Ähnlichkeit zwischen den Gl.-Gesteinen und den Eisenoolithen beruht darin, daß beide Gesteinsgruppen in der Regel reich an Phosphorsäure sind, jedoch ist dieser Stoff in den Gl.-Gesteinen meist in Form von Phosphatknollen konzentriert, dagegen bei den Eisenoolithen in der Gesteinsmasse fein verteilt.

Man kann diese Phosphorsäure einerseits vom P-Gehalt der organischen Substanzen ableiten, andererseits sie ebenfalls als Zersetzungsrückstand betrachten; welche der beiden Möglichkeiten richtig ist, kann hier nicht entschieden werden, vielleicht sind beide beteiligt. Sicher ist jedoch, daß die Anreicherung der Phosphorsäure in diesen ursprünglich aus kolloiden Mineralien bestehenden Gesteinen auf einem Adsorptionsvorgang beruht, da die P-Säure von allen anorganischen Säuren am stärksten adsorbiert wird, sie bildet also in dieser Hinsicht das Gegenstück zum Kali¹⁾.

Es ist eine bekannte, auffallende Tatsache, daß Phosphoritknollen in Sedimentärgesteinen (auch unabhängig von Gl. und Eisenoolith) sich besonders häufig in der Nähe von Trennungsf lächen petrographisch verschiedenartiger Zonen finden²⁾. Man hat dies mit vollkommener Unterbrechung der Sedimentation, Emersion, Ausschwemmung und Abrollung in Zusammenhang gebracht; wenn auch in einzelnen Fällen solche Erklärungen zulässig sind, so ist doch zu beachten, daß unter Umständen allein durch verlangsamte Sedimentation phosphorsäurereiche Knollen aus absorbierenden Gel-Massen entstehen können. Auch BERNAUER betont (S. 127), daß der phosphorsaure Kalk der liasischen Phosphorite ursprünglich gelartig war; ich möchte vermuten, daß es sich primär um Kalkkarbonat-Gele handelte, welche durch Adsorption allmählich in Phosphorite umgewandelt wurden. Die Anhäufung großer Mengen von organischer Substanz hat einerseits schon an sich die Ansammlung von relativ großen Phosphorsäuremengen zur Folge, andererseits wird dadurch die halmyrolytische Gelbildung begünstigt; die Phosphorsäure wird dann durch die Gele adsorptiv gebunden. Auf halmyrolytische Vorgänge weisen übrigens auch andere Beobachtungen BERNAUERS hin, insbesondere die Durchtränkung der Poren von Crinoidenstielgliedern mit (ursprünglich kolloidalen) Eisenmineralien (S. 113).

¹⁾ Vgl. LINCK, Über den Chemismus der tonigen Sedimente. Geol. Rdsch., IV, 1913, S. 291.

²⁾ Vgl. HUMMEL, 1920, a. a. O., S. 25 u. 33. — F. BERNAUER, Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen. Diss. Heidelberg, 1920.

Glaukonitgesteine und Eisenoolithe schließen sich gegenseitig örtlich und zeitlich aus.

Die im vorigen Abschnitt zusammengestellten chemischen und mineralogischen Beziehungen zwischen den Glaukonititen und den Eisenoolithen beweisen zwar eine gewisse Verwandtschaft der beiden Gesteine, genügen aber für sich allein noch nicht, um den Analogieschluß aus den Bildungsvorgängen der Glaukonitite auf die Entstehungsweise der Eisenoolithe zu gestatten. Es ist jedoch eine auffallende Tatsache, daß die Gl.-Gesteine und die Eisenoolithe sich gegenseitig ausschließen bzw. vertreten. Dieser Umstand ist einer ganzen Anzahl von Forschern aufgefallen¹⁾; er war es auch, der mich zu dieser Arbeit anregte, da im Gebiet der Argonnen und Ardennen die Ablösung der jurassischen Eisenoolithe durch die cretazischen Grünsande besonders auffallend ist.

Dieser Gegensatz im Charakter der eisenreichen Gesteine läßt sich durch die ganze Erdgeschichte verfolgen. Gl.-Gesteine bilden sich im Cambrium, in geringerer Menge in der deutschen Trias, dann vor allem in der Kreide- und Tertiärzeit; Eisenoolithe und ähnliche Gesteine dagegen kennen wir aus dem Archäicum, aus Silur und Devon und aus der Juraperiode. Einzelne stratigraphische Erscheinungen widersprechen allerdings dieser groben Einteilung, so das Auftreten von Grünsanden im fränkischen Oxford, dann besonders das gemeinsame Auftreten von Gl. und Eisenoolith im Eocän von Kressenberg. Jedoch kann man gerade in diesen beiden Fällen eine Bestätigung des oben genannten Gesetzes erblicken, da die Bearbeiter der fränkischen Juraschichten übereinstimmend die zeitliche Ablösung der Eisenoolithbildung durch die Gl.-Bildung betonen, und da für das Kressenberger Eocaen durch die Untersuchungen von REIS nachgewiesen wurde, daß nur eine sekundäre Vermischung von Grünsand und Eisenoolith vorliegt, die primäre Bildung beider Gesteine hat in getrennten Gebieten stattgefunden²⁾.

Gl.-Gesteine und Eisenoolithe entsprechen sich auch in ihrer bio-nomischen Fazies, jedenfalls kann man aus den Fossilien keinen grundsätzlichen Gegensatz der Bildungsbedingungen erschließen; beide Gesteinsgruppen finden sich öfters in stratigraphischem Zusammenhange mit „Emersionsflächen“ und anderen Anzeichen unterbrochener Sedimentation. Rechnet man hierzu noch die oben zusammengestellten chemischen und mineralogischen Beziehungen, so genügt dies wohl,

¹⁾ BRAUSE, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine des fränkischen Jura. Sitz.-Ber. der phys.-med. Soz. in Erlangen, Bd. 42, 1910, S. 97. — CAYEUX, 1909, a. a. O., S. V. — POMPECKJ, a. a. O., S. 197. — REIS, 1897, a. a. O.

²⁾ Vgl. Fußnote S. 74.

um zu beweisen, daß es sich um grundsätzlich nahe verwandte Bildungen handelt, deren Verschiedenheit auf ganz wenigen Faktoren beruht. Diese unterscheidenden Faktoren aus dem chemischen Charakter der Sedimente abzuleiten und dadurch die Bildungsbedingungen der Eisenoolithe zu ermitteln, soll die Aufgabe der folgenden Zeilen sein.

Verschiedene Typen der marinen Eisenerze.

Ich habe bisher immer nur von den Gl.-Gesteinen einerseits und den marinen Eisenerzen, bezw. den Eisenoolithen andererseits gesprochen. Die Gl.-Gesteine bilden eine ziemlich scharf umrissene, einheitliche Gruppe, die marinen Eisenerze sind dagegen petrographisch viel mannigfaltiger. Die eisenreichen Trümmergesteine scheiden hier natürlich aus, es handelt sich nur um die Eisenerze, welche unzweifelhaft mariner Entstehung sind und deren Eisenminerale mindestens teilweise am Meeresboden neu entstanden sind. Es gehören hierher nicht nur die eigentlichen Eisenoolithe, sondern auch die nicht oolithischen Roteisensteine Mitteldeutschlands und ähnliche Bildungen in anderen Formationen; die karbonischen Kohleneisensteine fallen dagegen nicht mehr in den Kreis meiner Untersuchung, da sie keine unzweifelhaft marine Bildung sind.

Die sulfidischen Erze marin-sedimentärer Entstehung lasse ich ebenfalls außer acht, obwohl sie gewisse Beziehungen zu den hier behandelten Gesteinen besitzen; ihre Entstehungsweise ist durch DOSS¹⁾ in ausreichender Weise geklärt.

Die wichtigste Gruppe der marinen Eisenerze sind die Eisenoolithe; aber auch sie bilden keine einheitliche Gruppe. Sie unterscheiden sich vielmehr zunächst schon durch ihren Bestand an Eisenmineralien; die Oolithkörner können aus Siderit, Eisensilikaten, Eisenhydroxyden und Eisenoxyden bestehen, die einzelnen Mineralien können innerhalb der Ooide miteinander wechsellagern und außerdem kann die Art und Verteilung der verschiedenen Eisenmineralien in der Grundmasse variieren. Natürlich beruht ein Teil der Mannigfaltigkeit auf sekundärer Umwandlung; aber selbst wenn man so weit geht, alle Hydroxyde und Oxyde als sekundäre Bildungen zu betrachten, was wohl nicht richtig ist, so bleiben doch noch der Siderit und die verschiedenen Eisensilikate als primäre Bildungen verschiedener Art zurück.

Ein weiterer Unterschied zwischen verschiedenen Eisenoolithen liegt in der Struktur der Ooide. Die zahlreichen Abbildungen, die in den Arbeiten von GAUB und CAYEUX enthalten sind, geben Beispiele genug für diese Unterschiede. Zur Ergänzung der Angaben

¹⁾ Doss, Melnikowit, ein neues Eisenbisulfid und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten. Ztschr. f. prakt. Geol., Bd. 20, 1919, S. 453/67.

GAUBS¹⁾ will ich hier die Erfahrungen anführen, welche ich bei der Untersuchung von Eisenoolith-Schliffen machte, die mir vom geologischen Institut der Universität Freiburg zur Verfügung gestellt wurden. Die untersuchten Gesteine stammen aus den Murchisonae-Schichten, den Humphriesi-Schichten und den Macrocephalen-Schichten des südlichen Badens. Alle drei Gesteine führen reichlich Limonit, aber in verschiedener Form. In der Macrocephalenzone herrschen die echten, konzentrisch gebauten Ooide; die zahlreichen Kalkfossilien der begleitenden Grundmasse, auch einige darin enthaltene Crinoidenbruchstücke, sind nur wenig oder gar nicht vererzt. Einen ganz anderen Charakter besitzt das Gestein der Murchisonaezone des Breisgau. Es enthält nur wenige runde Ooide, die keine konzentrische Struktur erkennen lassen, die Hauptmasse des Erzes ist an Crinoidenreste geknüpft, deren gitterförmige Poren vollkommen mit Brauneisen erfüllt sind. Die kristallographisch einheitliche Calcit-Masse des Crinoidenskeletts ist erhalten geblieben. Die Crinoidenbruchstücke sind zum Teil abgerollt und erhalten dadurch das Aussehen von Ooiden. Solche vererzte Crinoidenreste sind eine häufige Erscheinung in den Eisenoolithen, sie wurden von GAUB in verschiedenen Stufen des schwäbischen Jura nachgewiesen, wo sie manchmal den Kern eines echten Ooids bilden; ähnliche Bildungen finden sich in den paläozoischen Schichten Frankreichs und Amerikas.

Das Gestein der Humphriesizone aus der Baar ist ähnlich gebaut wie der Macrocephalus-Oolith, wie auch aus den Untersuchungen GAUBS hervorging. Einen ganz eigenartigen Charakter besitzt aber ein gleichaltriges Gestein von Gennenbach bei Kandern (Süd-Baden); makroskopisch macht es durchaus den Eindruck eines normalen, etwas spätigen Eisenooliths; die mikroskopische Untersuchung lehrt jedoch, daß ein Trümmergestein vorliegt; denn in einer kalkigen, erzfreien Grundmasse liegen die braunen, rundlichen Körner, die an Oolithe erinnern, aber offenbar kleine, abgerollte Bruchstücke eines früher gebildeten eisenschüssigen Gesteins sind; in einer braunen Grundmasse liegen erzfällte Crinoidenreste, wie sie oben von der Murchisonaestufe beschrieben wurden. Offenbar handelt es sich hier um eine Aufarbeitung älterer Schichten; es ist aber nicht gesagt, daß gerade Murchisonae-Schichten aufgearbeitet wurden, da nach den Feststellungen GAUBS in den Humphriesi-Schichten Schwabens sowohl echte Eisenoolithe als auch erzdurchtränkte Crinoiden gebildet wurden.

Somit ergibt sich, daß die verschiedenen Typen von Eisenoolithen seitlich ineinander übergehen. Sicherlich sind die erwähnten Verschiedenartigkeiten auf Unterschiede in den Bildungsbedingungen

¹⁾ Neuerdings hat SCHNEIDERHÖHN verschiedene schwäbische Eisenoolithe beschrieben und die Typen zu klassifizieren versucht (Mikroskop. Untersuchung der oolith. Braunjuraerze von Wasseralfingen usw., Mitteil. a. d. Kaiser-Wilhelm-Institut f. Eisenforschung, Düsseldorf, 3. Bd., 1. Heft, S. 9—20, 1921).

zurückzuführen, aber es ist vorläufig noch nicht möglich, die Einzelheiten dieser Vorgänge zu ermitteln; bei der folgenden Betrachtung wird man sich daher damit begnügen müssen, gemeinsame Gesichtspunkte zu bekommen, welche für alle genannten Gesteine Gültigkeit besitzen.

Ableitung der ozeanographischen Bedingungen für die Entstehung von Eisenoolithen und ähnlichen marinen Eisenerzen.

Die Leptochlorite der Eisenoolithe stimmen mit dem Gl. darin überein, daß sie ebenfalls amorphe, gelartige Eisensilikate sind. Wir dürfen daher annehmen, und andere oben zusammengestellte Umstände sprechen außerdem dafür, daß sich die leptochloritführenden Eisenoolithe usw. unter ähnlichen Bedingungen gebildet haben wie der Gl. Insbesondere können wir daraus schließen, daß sie ebenfalls Produkte der Halmyrolyse sind, entstanden in Gebieten langsamer Sedimentation unter dem Einfluß sich zersetzender organischer Substanzen.

Abweichend vom Gl. ist dagegen bei den Leptochloriten der geringe Gehalt an Kali und Kieselsäure, der hohe Eisengehalt, das Überwiegen des Eisenoxyduls über das Eisenoxyd und meistens auch noch ein relativ hoher Tonerdegehalt. Wir haben gesehen, daß einige dieser Eigenschaften sich bei dem Gl.-artigen Mineral der Torresstraße wiederfinden; dieses Mineral bildet sich zum Unterschied vom echten Gl. in relativ warmem Wasser (17—18° C.); daraus kann man den Schluß ziehen, daß sich die Leptochlorite bei höheren Temperaturen bildeten als der Gl. Die Annahme höherer Temperaturen erklärt nun ungezwungen eine andere unterscheidende Eigenschaft der Leptochlorite, nämlich das Überwiegen des Eisenoxyduls; denn der Sauerstoffgehalt des Seewassers sinkt mit steigender Temperatur. Das Mineral der Torresstraße ist trotz seiner hohen Bildungstemperatur ein Eisenoxydsilikat; dies hängt damit zusammen, daß in den heutigen Ozeanen infolge des Vorhandenseins des kalten, sauerstoffreichen Tiefenwassers überall (abgesehen von den Nebenmeeren) ein gewisser Ausgleich des Sauerstoffgehalts stattfindet. Dies braucht jedoch in den Meeren der Vorzeit nicht immer der Fall gewesen zu sein, da das kalte Tiefenwasser fehlt, sobald die Ozeane nicht mehr mit den kalten Polargebieten der Erde in Verbindung stehen, oder wenn die Polargebiete durch besondere Bedingungen so erwärmt sind, daß keine kalten Tiefenströme entstehen können. Es ist daher durchaus keine erdgeschichtlich unwahrscheinliche Annahme, daß in früheren Perioden das Wasser der Ozeane in der Tiefe teilweise sauerstoffärmer war als jetzt, und dies war eben in den Perioden der Eisenoolith-

bildung der Fall. Weiter unten werde ich noch andere Gründe anführen, die ebenfalls dafür sprechen, daß sich die Eisenooolithe in warmen Meeren gebildet haben.

Das Eisenkarbonat, welches sich häufig in den Eisenoolithen findet, ist ebenfalls eine Ferroverbindung, die sich recht wohl gleichzeitig mit den Leptochloriten im sauerstoffarmen, warmen Wasser bilden kann. Wie man sich die halmyrolytische Entstehung des Eisenkarbonats vorstellen kann, habe ich schon oben zu zeigen versucht. Einen Anhaltspunkt für die Entstehung des Siderits können die Versuche geben, welche HISE-LEITH (a. a. O., S. 513) anführen, wonach Greenalit durch Einwirkung von CO_2 nachträglich in Siderit verwandelt werden kann. Die Anwesenheit von CO_2 dürfen wir am Bildungsort der Leptochlorite voraussetzen, da in Zersetzung begriffene organische Substanzen bei diesen Halmyrolyse-Erscheinungen eine Rolle spielen. Etwas schwieriger ist es, die primäre Bildung von Eisenoxyden und Eisenhydroxyden zu erklären. Es wurde zwar oben erwähnt, daß ein großer Teil dieser Mineralien in den Eisenerzen wohl als sekundäres Umwandlungsprodukt entstanden ist; es liegen aber doch Beobachtungen vor, welche die primäre Bildung von Eisenoxyden sehr wahrscheinlich machen. So schreibt mir Herr G. BERG¹⁾, daß er in der lothringischen Minette häufig Ooide beobachtete, die aus abwechselnden konzentrischen Lagen von Eisenoxydsilikat und Eisenoxyd bestehen. Herr BERG ist der Ansicht, daß es sich hier um Ausscheidungen bei wechselndem Sauerstoffgehalt handelt, hat aber gegen die Möglichkeit nichts einzuwenden, daß die primär ausgeschiedenen Lagen stets aus Ferrosilikat bestanden, deren äußere Schicht zeitweise beim Emporwirbeln in sauerstoffreicheres Wasser oxydiert und in eine Mischung von Eisenoxyd und Kieselsäure umgewandelt wurde.

Die Eisenooolithe haben sich in verhältnismäßig flachem Wasser abgesetzt und die obersten Wasserschichten sind auch in warmen Meeren sauerstoffreich, wie die Verhältnisse in den Kalmenzonen der heutigen Ozeane beweisen. Infolge der geringen Wasserzirkulation sind diese Zonen die sauerstoffärmsten Gebiete der heutigen Ozeane, das Sauerstoffminimum wird jedoch erst in einiger Tiefe erreicht, die Oberflächenschicht ist relativ reich an Sauerstoff. An manchen Stellen drängen sich die Kurven gleichen Sauerstoffgehalts zwischen 0—100 m außerordentlich eng zusammen²⁾. Dies beruht nicht auf den Strö-

¹⁾ Vgl. G. BERG, Struktur und Entstehung der lothringischen Minetteerze. Ztsch. d. Dtsch. Geol. Ges. 1920, Monatsber., S. 77. Die angekündigte größere petrographische Arbeit über die Minette ist bei Niederschrift dieses leider noch nicht erschienen, Herr BERG hatte jedoch die Güte, mir schriftlich einige seiner Ergebnisse mitzuteilen. Vgl. auch HEIM, Churfürsten-Mattstockgruppe, a. a. O., S. 532.

²⁾ Vgl. MURRAY-HJORT, a. a. O., S. 255 und SCHOTT, Geographie des Atlantischen Ozeans. 1912, S. 132.

mungen, sondern auf der Durchmischung mit der Luft durch die Wellenbewegung, ist also auch in solchen Meeren der Fall, die infolge ihrer Abgeschlossenheit oder wegen der klimatischen Ausgeglichenheit keine starke Wasserzirkulation besitzen.

So läßt sich also die Entstehung von Eisenoxyden neben den Ferrosilikaten recht gut mit den angegebenen ozeanographischen Bedingungen in Einklang bringen. Für die Annahme, daß die Oxyd-Mineralien nur in den höheren Wasserschichten schwebend abgeschieden wurden, spricht auch die Tatsache, daß die primären Eisenmineralien des Bindemittels der Ooide häufiger als die Ooide selbst nur aus Ferroverbindungen bestehen; das Bindemittel hat das reduzierende Medium des Grundes nie verlassen können, nur die Ooide wurden in die Höhe gewirbelt.

Der wesentlichste Faktor für die Intensität der Eisenanreicherung scheint übrigens die Temperatur und nicht der Sauerstoffgehalt zu sein; beide Faktoren stehen zwar miteinander in Korrelation, es besteht aber ein gewisser Korrelationspielraum, so daß unter Umständen ein warmes, der intensiven Eisenanreicherung günstiges Wasser dennoch genügend Sauerstoff enthalten kann, um alles Eisen in Oxyd überzuführen. Dieser Fall, der anscheinend an der Challenger-Station Nr. 185 b (Torres-Straße) vorliegt, ist aber eine Ausnahme, normalerweise werden die halmyrolytischen Mineralien mit erheblich höherem Eisengehalt als der Gl. überwiegend aus Eisenoxydul-Verbindungen bestehen, die nur beim Emporwirbeln nahe der Wasseroberfläche zeitweise oxydiert werden können.

Der Sauerstoffmangel in den Oolithgebieten war nur relativ, es war weniger Sauerstoff vorhanden als in den Gl.Gebieten der Jetztzeit, der vorhandene Sauerstoff reichte aber dennoch aus, um den größten Teil der organischen Substanzen zu oxydieren; bituminöse Beimengungen spielen daher in den Eisenoolithen nur eine untergeordnete Rolle. Wir müssen annehmen, daß bei der Eisenoolithbildung ebenso wie bei der Gl.-Bildung große Mengen von organischen Substanzen beteiligt waren, aber ihre Zerstörung wurde begünstigt durch die Langsamkeit der Sedimentation, vielleicht auch durch Strömungen, die das Wasser erneuerten und dadurch die Sapropelbildung verhinderten. Die pyritischen, bituminösen Tone dagegen, die wir in denselben Formationen wie die Eisenoolithe kennen, verdanken ihre Entstehung einer relativ raschen Sedimentation im gleichen, relativ sauerstoffarmen Wasser; die Umhüllung der organischen Substanzen durch die Tonpartikelchen verhinderte die vollständige Zerstörung der Bitumina durch den Sauerstoffgehalt des Wassers, wie dies auch in geringerem Maße bei dem rezenten Blauschlamm der Fall ist.

Die von DOSS (a. a. O.) behandelten sedimentären sulfidischen Erze verlangen zu ihrer Entstehung einen viel vollkommeneren Abschluß von der Sauerstoffzufuhr als die Eisenoolithe; während die

letzteren, entsprechend dem Gl., recht wohl im offenen Meere entstehen können, wird die Entstehung sulfidischer Erze auf kleinere, ziemlich abgeschlossene Buchten beschränkt sein; tatsächlich besitzen auch die sulfidischen Erze meist nicht die große horizontale Verbreitung der Eisenoolithe. Die beiden Faziestypen können jedoch ineinander übergehen, oxydische Erze können lokal durch sulfidische Erze verdrängt und ersetzt werden¹⁾; der Übergang wird vermittelt durch den Pyrit, der sich normalerweise in den meisten Eisenoolithen findet und der in derselben Weise gebildet wurde, wie es oben für den Pyrit der gl. Sedimente geschildert wurde. Ich stimme in dieser Hinsicht mit DOSS vollkommen überein. Wie die Eisenanreicherung bei den sulfidischen Erzen zustande kommt, ist nicht ganz klar; aus dem eben erwähnten Übergang der sulfidischen in die oxydische Fazies scheint sich jedoch zu ergeben, daß es sich um grundsätzlich ähnliche Vorgänge handelt.

Die Annahme, daß die Eisenoolithe in Gebieten langsamer Sedimentation gebildet wurden, scheint in Widerspruch zu stehen mit der Tatsache, daß manche Eisenoolithe, z. B. die lothringischen Minette, bedeutende Mächtigkeit erreichen. Man kann dies durch sekundäre Zusammenschwemmung erklären, ich möchte aber in solchen Fällen lieber annehmen, daß es sich um Gebiete handelt, in denen durch Zusammentreffen günstiger Umstände die Halmyrolyse besonders rasch und intensiv einwirken konnte, so daß trotz normaler Sedimentationsgeschwindigkeit das ganze Sediment halmyrolytisch verändert werden konnte. Eine Beschleunigung der Halmyrolyse kann in erster Linie durch die Anhäufung großer Mengen von abgestorbener organischer Substanz (infolge der Vereinigung von Meeresströmungen, Wirbelbildung usw.) und dadurch bedingtes besonders üppiges Bakterienwachstum herbeigeführt werden. Es ist aber selbstverständlich, daß daneben auch die stärkere Zufuhr von eisenreichen Rohstoffen (Verwitterungslösungen u. dgl.) die Entstehung mächtiger Eisenoolithe begünstigt haben wird.

Die ozeanographischen Bedingungen für die Entstehung von Eisenoolithen und ähnlichen Gesteinen stimmen also im allgemeinen mit den Bedingungen der Gl.-Bildung überein, unterscheiden sich jedoch dadurch, daß die Bildung der Eisenoolithe höhere Wassertemperaturen verbunden mit geringerem Sauerstoffgehalt verlangt; nur in den oberflächlichen Wasserschichten ist durch Wellenbewegung höherer Sauerstoffgehalt vorhanden. Diese Bedingungen könnten heutzutage nur in den Nebenmeeren gegeben sein, da die

¹⁾ Vgl. DENCKMANN, Über die untere Grenze des Oberdevons im Lennetal und im Hönnetal. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges., 55. Bd. 1903, S. 401. — ERDMANNSDÖRFER, Über Eisenerz in der Umgebung von Elbingerode. 6. Jahresber. des Niedersächs. Geol. Ver., 1913, S. 60 ff. — AHLBURG, Erläuterungen z. Bl. Weilmünster d. geol. Spez.-Karte v. Preußen, S. 63.

Ozeane überall kaltes, sauerstoffreiches Tiefenwasser besitzen. Wir kennen auch aus den warmen Nebenmeeren keine rezenten Eisenoolithe; wenn dies nicht nur ein Beobachtungsmangel ist, so liegt es daran, daß nirgends alle notwendigen Bedingungen erfüllt sind; meist wird in den engen Nebenmeeren die Sedimentation zu stark sein, oder die nötigen Strömungen fehlen usw. In den Meeren der Vorzeit können dagegen diese Bedingungen allgemeiner verbreitet gewesen sein, besonders in solchen Perioden, wo den Ozeanen und namentlich dem für uns am meisten in Betracht kommenden Tethysmeere das kalte Tiefenwasser fehlte.

Der rezente Rest dieses Tethysmeeres, das Romanische Mittelmeer, ist zwar gegen das Tiefenwasser des Ozeans ziemlich abgeschlossen, aber seine Tiefentemperatur (13° C) liegt noch innerhalb des Gl.-Intervalls, seine Sedimente enthalten daher in geringer Menge Gl.¹⁾. Eher könnte man im Roten Meere Eisenoolithbildung erwarten, es sind jedoch bisher von dort nur Kalkoolithe bekannt geworden.

Die Ursprungsstoffe der Eisenoolithbildung.

Wir haben gesehen, daß die Gl.-Bildung von eisenhaltigen Tonerdasilikaten aller Art ausgehen kann; daß ein gewisser Kaligehalt der Ursprungsmineralien zur Gl.-Bildung nötig ist, scheint zum mindesten zweifelhaft, dagegen ist es möglich, daß eisenreiche Verwitterungsprodukte die Gl.-Bildung begünstigen. In der Hauptsache beruht jedoch der Eisengehalt des Gl. auf der Anreicherung durch die Halmyrolyse. Für die Bildung der Eisenoolithe wird man ähnliche Annahmen machen dürfen; der bedeutend größere Eisengehalt dieser Erze setzt allerdings eine viel intensivere Anreicherung voraus, die aber erklärt wird durch die höhere Temperatur, bei welcher dieser Vorgang erfolgt.

Die Frage nach der Herkunft des Eisens bedarf daher im allgemeinen keiner besonderen Erörterung, da der terrigene Detritus fast immer eine gewisse Menge Eisen enthält. Selbstverständlich ist aber, daß Eisenerze um so leichter entstehen werden, je eisenreicher die Ursprungsstoffe sind, und so wird man namentlich bei den nutzbaren Eisensedimenten annehmen dürfen, daß neben der Halmyrolyse noch eisenreicher Detritus zur Entstehung des Gesteins Anlaß gegeben hat. Als Ausgangsmaterialien von besonders hohem Eisengehalt könnten Eisenmineralien in Betracht kommen, die durch das spezifische Gewicht angereichert wurden, also Magneteisensande und dergleichen. Es ist aber unwahrscheinlich, daß diese eine bedeutende Rolle bei der Entstehung von Eisenoolithen spielen, da der meist beträchtliche

¹⁾ Vgl. ANDRÉE, 1920, S. 263.

Gehalt von Titanmineralien, ferner die schwer verwitterbaren Mineralien, wie Granat u. a., die in diesen Sanden fast nie fehlen, in den Oolithen keine Spur hinterlassen haben.

Eine wichtigere Rolle spielen jedenfalls Verwitterungsprodukte, die ja in der Umgebung warmer Meere meist besonders eisenreich sind. Soweit es sich um gelöste Stoffe handelt, wird das Eisen im Meere sofort ausgeflockt, alles wird in fester Form am Orte der Oolithbildung sedimentiert und in die Halmyrolyse einbezogen, wobei eine zweite Eisenanreicherung stattfindet.

Eisenreiche Verwitterungslösungen können bei entsprechendem Klima auf jeder Landoberfläche entstehen, es ist daher vollkommen unnötig, wenn VAN WERVEKE¹⁾ zur Erklärung des Eisenreichtums der lothringischen Minette die pyritischen Lias-Schiefer heranzieht; das Problem wird durch diese Annahme nur hinausgeschoben, nicht gelöst, denn woher stammt das Eisen der Lias-Schiefer?

Die Beziehungen mariner Eisenerze zu basischen Eruptivgesteinen und die Entstehung der Roteisensteine des mitteldeutschen Devons.

Die eisenreichsten Primärgesteine der Erde sind die basischen Eruptiva; aus deren Zersetzungsprodukten entstehen daher besonders leicht sedimentäre Eisenerze. Der Zusammenhang zwischen den Erzlagerstätten und den basischen Eruptivgesteinen ist häufig sehr klar erkennbar²⁾. Besonders deutlich ist dieser Zusammenhang bei den mittel- und oberdevonischen Roteisensteinen Mitteldeutschlands. Für die Beurteilung der Entstehung dieser Lagerstätten ist in erster Linie zu beachten, daß diese sich erdgeschichtlich immer dann einstellten, wenn die vulkanische Tätigkeit zu einem gewissen Abschluß gekommen war und durch eine andere Sedimentationsart abgelöst wurde. Man hat dies bisher damit zu erklären versucht, daß man die Eisensteine als Produkte eisenreicher postvulkanischer Exhalationen betrachtete. Diese Annahme hat manches

¹⁾ 1901, a. a. O.

²⁾ AHLBURG, Über die Eisenerze und Eisenmanganerze des Lahngebiets und ihre Beziehungen zu basischen Eruptivgesteinen. *Ztschr. f. prakt. Geol.*, 25, 1917, S. 29–38, 49–56. — DENCKMANN, a. a. O. — ERDMANNSDÖRFER, a. a. O. — HARBORT, Über die Entstehung gewisser devonischer Roteisenerz-lagerstätten. *N. J. f. Min.*, 1903, I. — HATZFELD, Die Roteisensteinlager bei Fachingen an der Lahn. *Ztschr. f. prakt. Geol.*, 1906, S. 351. — HISE-LEITH, a. a. O. — KRECKE, Sind die Roteisensteinlager des nassauischen Devons primäre oder sekundäre Bildungen? *Ztschr. f. prakt. Geol.*, 12, 1904, S. 348. — KRETSCHMER, Die erzführende Diabas- und Schalsteinzone Sternberg-Bennisch. *Arch. f. Lagerstättenforsch.*, Heft 24, 1917. — LORETZ, Zur Kenntnis der unterilurischen Eisensteine im Thüringer Wald. *Jahrb. d. Preuß. L.-A.*, 1884, S. 120. — ROSE, Zur Frage der Entstehung der nassauischen Roteisensteine. *Ztschr. f. prakt. Geol.*, 1908, S. 497.

für sich, ist jedoch schwer vereinbar mit der Tatsache, daß der Eisensteinhorizont nicht selten Fossilien führt, und zwar nicht nur Cephalopoden, die vielleicht postmortal eingeschwemmt sein könnten, sondern auch benthonisch lebende Zweischaler und Trilobiten. Nach den Feststellungen AHLBURGS¹⁾ hat die Fauna des Grenzlagers im Lahngebiet fazielle Beziehungen zum Greifensteiner Kalk und zum böhmischen Mnenian-Kalk, gehört also zu einer sonst in der Nähe von Riffen lebenden Fauna, die sicher nur in klarem, detritusarmem Wasser gedeihen konnte. Man darf daher kaum annehmen, daß diese Fauna in einem durch postvulkanische Exhalationen chemisch und physikalisch verunreinigten Meere lebte, zumal sie erst zu Beginn der Eisensteinzeit in das betr. Gebiet einwanderte, wo vorher andere Formen lebten. Besser scheint mir das Vorhandensein dieser Fauna erklärbar unter der Voraussetzung, daß der Eisenstein in einem klaren, detritusarmen Meere entstand in einer Zeit sehr langsamer Sedimentation von Diabastuffen; diese besitzen einen so hohen Eisengehalt, daß bei entsprechend intensiver Einwirkung der Halmyrolyse recht wohl die Erzlager aus ihnen entstehen konnten, auch ohne Mitwirkung von unmittelbaren Eisenexhalationen, für die wir keine rezenten Beispiele gleichen Maßstabs kennen. Frisches Tuffmaterial wird außerdem besonders leicht zersetzt, wie die hydraulischen Eigenschaften mancher Tuffe beweisen. Natürlich ist es möglich, daß neben dem normalen Tuffmaterial auch besonders eisenreiche Stoffe in den letzten Eruptionsphasen der Diabasvulkane ausgestoßen wurden, aber nötig ist diese Annahme nicht, und auf alle Fälle muß die Exhalation so schwach und langsam erfolgt sein, daß die normale Zusammensetzung des Meerwassers dadurch nicht wesentlich verändert wurde. Nach den Berechnungen von KOCH²⁾ genügt ein Diabaslager von 4,5—5 m um ein Eisensteinlager von 1 m Mächtigkeit mit 90 % FeO zu erzeugen; die Tuffmächtigkeit, welche durch langsame Sedimentation und halmyrolytische Umwandlung die Roteisensteinlager erzeugte, braucht daher durchaus nicht unwahrscheinlich mächtig gewesen sein.

Als primäre Produkte der Halmyrolyse des Diabastuffes und der anderen vielleicht beteiligten Eruptionsprodukte müssen wir neben colloidalem Eisenoxyd oder -oxydul, oder entsprechenden Hydraten, auch colloidale Leptochlorite voraussetzen. Diese sind zwar aus den Roteisensteinen des Lahngebietes bisher noch nicht beschrieben, sie sind jedoch vorhanden; sie sind nur meistens nachträglich in Roteisenstein verwandelt, wie ja überhaupt das betr. Gestein mannigfaltigen Veränderungen durch Diagenese, Verwitterung und Gebirgs-

¹⁾ Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und rheinischen Devons usw. Jahrb. d. Preuß. L.-A., 40, 1919.

²⁾ Paläozoische Schichten und Grünsteine in den herzoglich nassauischen Ämtern Dillenbug und Herborn. 1858.

bildung unterworfen war. Sicher nachgewiesen ist die Anwesenheit von Leptochloriten in den durch KRETSCHMER untersuchten mährischen Eisensteinlagern, welche den Bildungen des Lahngbiets vollkommen entsprechen. Diese mährischen Lagerstätten bestehen zum Teil ausschließlich aus Eisensilikaten; KRETSCHMER betrachtet sie als metasomatische Bildungen, eine Anschauung, der ich mich nicht anschließen kann. Die von KRETSCHMER angeführten Gründe, welche für metasomatische Umwandlung sprechen sollen, lassen nur zahlreiche nachträgliche Umsetzungen erkennen, sind jedoch keineswegs ein Beweis dafür, daß ursprünglich rein kalkige Schichten vorhanden waren. Ein Teil der Leptochlorite ist sicher als primäres Produkt der Halmyrolyse zu betrachten. Der gel- oder solartige Zustand, den wir für das Anfangsstadium der Leptochloritbildung voraussetzen müssen, erklärt durchaus die so häufig in derartigen Gesteinen beobachteten Erscheinungen, die immer wieder an eine Metasomatose erinnern, wie die Vererzung von kalkschaligen Fossilien usw. Auch der seitliche Übergang des Erzes in Crinoiden- und Korallenkalke, den KRETSCHMER erwähnt, entspricht durchaus meinen Anschauungen, da solche Kalke sich auch besonders leicht in Gebieten schwacher terrigener Sedimentation bilden und somit faziell recht gut zu den Eisensteinlagern passen. Dieselbe Erscheinung kann man bei jurassischen Eisenoolithen beobachten¹⁾, deren seitlicher Übergang in Kalkoolithe ebenfalls schon irrigerweise zur Annahme von metasomatischen Prozessen geführt hat. Daß sowohl Kalkoolithe als auch Eisenoolithe in der Juraformation besonders häufig sind, beruht auf den ähnlichen klimatischen und ozeanographischen Entstehungsbedingungen der beiden Gesteine, der gleichartigen Einwirkung sich zersetzender organischer Substanzen²⁾, vielleicht auch auf der Mitwirkung verwandter Bakterien³⁾, nicht aber auf der gegenseitigen Verknüpfung durch metasomatische Prozesse. Das häufige Zusammentreffen von Eisenoolithen mit Kalkoolithen und Korallen-Riffkalcken ist eine weitere Bestätigung meiner Annahme, daß die Entstehung der Eisenoolithe an warme Gewässer gebunden ist.

Die Roteisensteinlager entstehen aus langsam sedimentierten und dabei sich zersetzenden Diabastuffen; folgerichtig muß man annehmen, daß auch bei stärkerer Sedimentation ein Teil des Tuffes in Eisensilikat umgewandelt wurde, daß wir somit Anzeichen dieses Vorgangs auch in den normalen Schalsteinen zu erwarten haben, ähnlich wie wir einzelne Gl.-Körner im Blauschlamm finden. Dies ist in der Tat der Fall, da die Schalsteine ganz durchsetzt sind von grünen, chlorit-

¹⁾ Vgl. WIESE, Eisensteinlagerstätten, insbesondere das Vorkommen von oolithischen Roteisensteinen im Wesergebirge bei Minden. *Ztschr. f. prakt. Geol.*, 1903, S. 217 ff.

²⁾ Vgl. REIS, 1909, a. a. O., S. 197 u. 232.

³⁾ Vgl. LINDGREN, 1919, a. a. O., S. 270.

artigen Mineralien, die noch deutlich die Merkmale des ursprünglich kolloidalen Zustands erkennen lassen. Ich untersuchte eine größere Anzahl von Schalstein-Schliffen aus dem Lahnggebiet und konnte feststellen¹⁾, daß die chloritartige Substanz in ihrer Menge dem Kalkspat proportional ist, der ebenfalls aus der Zersetzung der ursprünglichen Tuffmineralien hervorgegangen ist. Der Kalkspat zeigt teilweise deutlich organische Struktur, ist also nicht etwa eine hydrothermale Bildung, so daß man berechtigt ist, auch die grünen Mineralien des Schalsteines auf normale submarine Zersetzung zurückzuführen. Bei den gröberen und rasch sedimentierten Schalsteinen ist nur ein relativ kleiner Teil des Gesteins zersetzt; je feiner das Tuffmaterial wird und vor allem je langsamer es sedimentiert wurde, desto mehr Kalkspat und Chlorit ist vorhanden; den Übergang zu den eigentlichen Roteisensteinen bilden die feinkörnigen, sog. edlen Schalsteine, die sich immer in der Nähe der Eisenerze finden²⁾. Daß die Beziehungen zwischen Eisenerz und Schalstein in der Gesteinsstruktur nicht noch mehr zum Ausdruck kommen, liegt zum guten Teil auch daran, daß die Eisenmineralien allen sekundären Umwandlungen besonders stark ausgesetzt sind, und daß gerade die nutzbaren, also am besten bekannten Eisensteine ihren besonders hohen Eisengehalt nachträglichen Verwitterungserscheinungen verdanken, wie dies besonders aus den Ergebnissen amerikanischer Forscher im Lake Superior-Gebiet hervorgeht.

Die grüne „Chloropit“-Substanz der Schalsteine tritt häufig in mehr oder weniger deutlich sphäroidalen Formen auf, denen sich die übrigen Bestandteile des Gesteins anschmiegen. GÜMBEL hat dies die „Migrationsstruktur“ des Schalsteins genannt. Zum großen Teil dürfte es sich hierbei um eine Mandelsteinstruktur der Diabaslapilli handeln. Es ist jedoch die Frage, ob nicht in manchen Fällen diese Migrationsstruktur auf oolithische Chloropitkörner zurückzuführen ist; dies kann hier nicht entschieden werden, es wäre dazu eine eingehende petrographische Untersuchung nötig. Für die Beziehungen der oolithischen Leptochloritgesteine zu den Schalsteinen ist übrigens auch bemerkenswert, daß GÜMBEL den Thuringitschiefer des Fichtelgebirges unmittelbar an den Schalstein anschließt.

Nicht ganz einwandfrei zu erklären ist vorläufig der Verbleib der Substanzen, die bei der Halmyrolyse des Tuffmaterials frei werden. Es ist dies im wesentlichen Kieselsäure, in etwas geringerer Menge Tonerde. Freilich kann man annehmen, daß diese Substanzen in fein verteilter Form, als kolloidale Lösung, durch

¹⁾ Vgl. für das folgende auch: GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, 1879, S. 226 ff. — GÜMBEL, Grundzüge der Geologie, 1888, S. 133 u. 196. — ROSENBUSCH, Physiographie, 4. Aufl., II, S. 1321.

²⁾ Vgl. AHLBURG, Erläuterungen zu Blatt Braunfels der geol. Spezialkarte, S. 26–27. — Vgl. auch KRETSCHMERS „Eisenschalsteine“ (1917, a. a. O., S. 12).

Meeresströmungen entführt und über weite Flächen verteilt werden, so daß sie in den uns bekannten gleichaltrigen Sedimenten nicht besonders auffallen müssen. Man darf jedoch auch an die Möglichkeit denken, daß die im Devon und Culm des rheinischen Schiefergebirges so häufigen Kieselschiefer und ähnliche Gesteine auf die Produkte der Halmyrolyse zurückzuführen sind.

Es ist ja eine auffallende Tatsache, daß Kieselschiefer so häufig zusammen mit Diabasen auftreten, ja z. T. geradezu auf das Verbreitungsgebiet der Diabase beschränkt sind. Irgend ein Zusammenhang muß offenbar vorhanden sein. Die Theorie, daß die Kieselschiefer des Culms rein organisch gebildete Radiolariengesteine sind, wird sich wohl nicht mehr aufrecht erhalten lassen; zwar sind Radiolarien häufig vorhanden, aber ihr üppiges Gedeihen ist, genau wie bei den Schwämmen der Gaize, nicht Ursache, sondern Folge des Kieselsäurereichtums des Sediments bzw. des Meerwassers. Die massenhafte Ansammlung der Kieselsäure hat anorganische Ursachen; ob aber die freie Kieselsäure unmittelbar von den Vulkanen ausgeschieden wurde, wie manchmal vermutet wird, das möchte ich bezweifeln; ich nehme vielmehr an, daß die Kieselsäure ein halmyrolytisch entstandenes Spaltungsprodukt ist, das freilich aus frisch gefördertem vulkanischem Material leichter und in größeren Mengen entstehen konnte wie aus terrigenem Detritus. Ein jüngeres, terrestrisches Analogon zu den devonisch-culmischen „Diabas“-Kieselschiefern sind die Kieselgur- und Dysodil-Lagen, die sich im Zusammenhang mit den jungtertiären Basalteruptionen des Vogelsberges gebildet haben; auch bei ihnen kann man im Zweifel darüber sein, ob sie sich aus juvenilen Kieselsäurelösungen (Geysiren) oder aus Verwitterungslösungen (Bauxitbildung!) niedergeschlagen haben.

In allen besprochenen Fällen, bei der Roteisenstein- und Kieselschieferbildung, wie auch bei der Entstehung der oberhessischen Kieselgur handelt es sich wohl um eine Art von Interferenzwirkung zwischen vulkanischen Vorgängen und den Erscheinungen der Halmyrolyse bzw. Verwitterung: Gesteine, die frisch an die Oberfläche der Lithosphäre gefördert wurden, werden von den zersetzenden Kräften der Oberfläche stärker beeinflusst als Gesteine, die sich schon länger im äußeren Teil der Lithosphäre befinden und sich gewissermaßen „angepaßt“ haben. Daß ich auch die Entstehung von Mangan-kieselschiefern auf derartige „Interferenzwirkungen“ zurückführe, habe ich schon angedeutet.

Grünsteinbildung durch Halmyrolyse?

Man wird mir entgegenhalten, daß die Chloropitsubstanz des Schalsteins mit dem „Viridit“ übereinstimmt, dem die meisten Diabase ihre grüne Farbe verdanken, daß also dieses Mineral schon bei der

Eruption der Tuffe vorhanden ist. Auf diese Weise läßt sich aber die Mengen-Korrelation von Kalkspat und Chloropit nicht erklären; und da es für die Entstehung der grünen Substanzen der Diabase bisher noch keine befriedigende Erklärung gibt, so möchte ich hier die Vermutung aussprechen, daß auch der „Viridit“ des Diabases seine Entstehung einer Zersetzung unter dem Einfluß des Meereswassers verdankt. Die Diabase des mitteldeutschen Devons werden allgemein als submarine Ergüsse betrachtet; in den Trappgesteinen und Basalten des Vogelsberges, die ihnen petrographisch sehr nahe stehen, die aber von festländischen Vulkanen gefördert wurden, fehlt der Viridit. Bei den Diabasen bildet dieses Mineral den zuletzt verfestigten Teil des Gesteins, es füllt Hohlräume und Klüfte. Was hindert uns, anzunehmen, daß die Diabase ursprünglich miarolithische Struktur besaßen wie manche Trappgesteine, und daß die Ausfüllung der Hohlräume nicht durch einen Restbestand des Magmas, durch postvulkanische Nachschübe und dergleichen, sondern durch Produkte der Halmyrolyse erfolgte?

Ich gestehe, daß es noch mancherlei Widersprüche gegen diese Theorie gibt, insbesondere die Tatsache, daß anscheinend auch die Lagergänge in Grünstein umgewandelt sind; doch wird so gut wie nie festzustellen sein, daß eine Eruption vollkommen im Sediment stecken geblieben ist, jeder Lagergang kann in kurzer Entfernung von der Beobachtungsstelle sein Hangendes durchbrochen und die Meeresunterfläche erreicht haben. In einem löcherigen Gestein können die Verwitterungslösungen sehr tief eindringen. Wenn LUGEON¹⁾ neuerdings die Rotfärbung des Aiguille-Rouge-Massivs in seiner ganzen Mächtigkeit auf prätriadische Lateritisierung zurückführt, so darf man auch annehmen, daß die Diabase durch Halmyrolyse grün gefärbt wurden. Die Beobachtung AHLBURG's²⁾, daß der Deckdiabas im Lahngebiet stärker chloritisiert ist als tieferliegende, mit ihm zusammenhängende Gangdiabase, spricht entschieden für meine Annahme, zumal sich gerade an der Oberfläche des Deckdiabases häufig typische Rot-eisensteinlager befinden. Ein indirekter Beweis ist das Fehlen ähnlicher Zersetzungserscheinungen bei den jüngeren, festländischen Trappgesteinen, obwohl diese doch ebenso wie die Diabase dem Einfluß postvulkanischer hydrothermalen Prozesse ausgesetzt sein konnten.

Sicherlich bedarf die Theorie der Entstehung von Grünsteinen durch Halmyrolyse noch einer sorgfältigen Nachprüfung, die ich berufenerer Seite überlassen möchte; angesichts der Schwierigkeiten aber, welche einer anderen Erklärung dieser Erscheinung gegenüberstehen,

¹⁾ Sur la coloration en rose des roches du Massif des Aiguilles Rouges. Proc.-verbaux de la Soc. Vaudoise des sc. nat., Bd. 51, 1916, S. 12—14. (Zit. nach Zentralbl., Bd. 25, 1920, Nr. 1223.)

²⁾ Erläuterungen zu Bl. Braunfels, S. 53/54.

wollte ich doch nicht unterlassen, die Frage hiermit zur Diskussion zu stellen.

Es wäre in diesem Zusammenhange auch die Möglichkeit zu erörtern, ob nicht die Grünsteinbildung ebenfalls auf Interferenzwirkung zwischen vulkanischen und marinen Vorgängen beruht, ob etwa juvenile Lösungen, die in den Lavamassen aufdrängen, submarin gestaut wurden und dann zusammen mit dem Meerwasser halmyrolytische Umsetzungen besonderer Art herbeigeführt haben. Auf diese Weise könnte man — wenn normale Halmyrolyse nicht für ausreichend erachtet wird — die stärkere Chloritisierung in den hangenden Teilen der Diabasströme und auch die fehlende Chloritisierung der tertiären Eruptiva des Vogelsberges erklären.

Sollte es sich bestätigen, daß die Grünsteinbildung bei den paläozoischen Diabasen der variskischen Geosynklinale mit Wirkungen der Halmyrolyse zusammenhängt, so ist damit noch nicht gesagt, daß alle Grünsteine in dieser Weise entstanden sind. Es ist sehr wohl möglich, daß ähnliche Erscheinungen an anderen Stellen auf postvulkanische Prozesse zurückzuführen sind. Die chemischen Verwitterungsvorgänge und die Zersetzung der Gesteine unter dem Einfluß vulkanischer Exhalationen können zu sehr ähnlichen Ergebnissen führen, wie ein Vergleich der roten Färbungen in der Umgebung der Vesuv-Fumarolen oder der Bleicherden im Krater der Solfatara bei Pozzuoli mit den mannigfaltigen Verwitterungsfärbungen der Tertiär-Tone in der Lindener Mark bei Gießen lehrt; die chemische Zusammensetzung der entstehenden Produkte mag verschieden sein, darüber fehlen im einzelnen noch die Untersuchungen; aber es wäre sogar denkbar, daß auf verschiedenem Wege genau dieselben Stoffe entstehen, man hätte es dann mit einer anorganischen „Konvergenzerscheinung“ zu tun. So wird man z. B. das Auftreten von Thuringit als Gangmineral zu erklären haben¹⁾. Die Widersprüche in den Ansichten verschiedener Forscher über die Entstehungsweise solcher Zersetzungsprodukte mag in vielen Fällen auf derartigen Konvergenzerscheinungen beruhen.

Diskussion einiger Theorien über die Entstehung sedimentärer Eisenerze.

Es ist nicht meine Absicht, hier auf alle Theorien einzugehen, welche die Entstehung sedimentärer Eisenerze betreffen. Ich will nur einige neuere Ansichten besprechen, auf die ich in den vorigen Abschnitten noch nicht zurückkommen konnte, die mir aber besonders wichtig erscheinen.

¹⁾ LARSEN und STEIGER, Thuringit von Colorado. Journ. Wash. Acad. of Sciences. VII, 1917, 7–11 (Ref. N. J. f. Min., 1920, I, S. 269).

Die 1909 erschienene Arbeit von CAYEUX gibt eine sehr eingehende Übersicht der Strukturen und stratigraphischen Verhältnisse der oolithischen Eisenerze des französischen Paläozoikums. Sehr interessant ist ein Vergleich dieser Arbeit mit den ungefähr gleichzeitig veröffentlichten Ergebnissen GAUBs (1910, a. a. O.), da sich zeigt, daß die Eisenerze des Silurs und Devons trotz aller Mannigfaltigkeit genau dieselben Strukturen und Bauelemente besitzen wie die jurassischen Erze. Nur die Bedeutung des Eisenkarbonats tritt in den Jura-Oolithen scheinbar stark zurück, was vermutlich darauf beruht, daß GAUB im wesentlichen nur Gesteine aus oberflächlichen Aufschlüssen untersuchte, während das Material CAYEUX großenteils aus Tiefbauten stammte, wo das Eisenkarbonat viel besser vor Verwitterungseinflüssen geschützt war. Eine merkwürdige Übereinstimmung zeigt sich auch darin, daß beide Forscher in den von ihnen untersuchten Erzen ganz ähnliche Mikroorganismen entdeckten; allerdings ist die Deutung dieser Organismen verschieden; GAUB hält sie für Foraminiferen (*Ophthalmidium ooliticum*), während CAYEUX sie als Girvanellen, also Kalkalgen, betrachtet.

Für beide Forscher ist die Anwesenheit dieser Organismen zweifelhaften Charakters ein Beweis für die Annahme, daß die Eisenooolithe sekundär aus Kalkoolithen hervorgingen, da diese Organismen auch in Kalksteinen gefunden wurden. Gegen diese Beweisführung läßt sich mancherlei einwenden. Wenn man auch wohl annehmen darf, daß die Girvanellen ursprünglich kalkige Hartteile besaßen, obwohl sie meist als Siderit erhalten sind¹⁾, so kann man daraus doch nur den Schluß ziehen, daß die Lebensbedingungen im Entstehungsgebiet der Eisenooolithe nicht sehr verschieden waren von den Lebensbedingungen in Kalkgebieten, was durchaus zu meinen Anschauungen stimmt. Nichts zwingt zu dem Schluß, daß das ganze Eisensediment ursprünglich kalkig war. Eine andere, von CAYEUX selbst mitgeteilte Tatsache spricht entschieden dafür, daß die Ooide schon zu Lebzeiten der Girvanellen stofflich differenziert waren. Diese Organismen sollen in den schon verfestigten Oolithen bohrend gelebt haben; S. 243 stellt CAYEUX fest, daß sie vor allem in den Siderit- und Hämatitoolithen vorkommen, die Chloritooide dagegen vermeiden. Mögen nun die Ansichten CAYEUX' über die Lebensweise dieser Organismen richtig sein oder nicht, Tatsache ist jedenfalls, daß sie nicht auf allen Arten von Ooiden gleich günstige Lebensbedingungen fanden. Damit wird nicht nur CAYEUX' Theorie über die ursprünglich kalkige Beschaffenheit des ganzen Sediments hinfällig, sondern auch seine weitere Ansicht, daß der Siderit die Vorstufe für die Bildung aller anderen Eisenmineralien gewesen sei.

¹⁾ Vgl. CAYEUX, *Les algues calcaires du groupe des Girvanella et la formation des oolithes*. *Compt.-Rend. Acad. Sc.*, Bd. 150, 1910, S. 359/62.

Freilich ist zu beachten, daß CAYEUX anscheinend — klar spricht er sich darüber nicht aus — all diese Umwandlungen in ein ziemlich frühes Stadium der Sedimentbildung versetzt wissen will, so daß man in gewissem Sinne von einer „syngenetischen Metasomatose“ sprechen könnte, d. h. die Umsetzungen vollzogen sich noch in statu nascendi des Sediments und gehören nicht eigentlich zur Diagenese. Solche Erscheinungen sind bei der Halmyrolyse recht gut möglich. Trotzdem aber scheint es, als ob CAYEUX die Umwandlungerscheinungen im ganzen überschätzte; seine diesbezüglichen Beweise sind jedenfalls nicht durchweg überzeugend. Wohl sind alle von ihm angenommenen Umwandlungerscheinungen möglich und sie haben sich in einzelnen Fällen auch vollzogen, aber sie haben nicht sämtliche im Sediment enthaltenen Mineralien betroffen, vielmehr ist der größte Teil des Siderits, ein beträchtlicher Teil des Chlorits und Pyrits, vielleicht auch ein Teil des Roteisens primär. Ob nicht auch seine Ansicht über die sekundäre Entstehung des Quarzes übertrieben ist, dies entzieht sich meiner Beurteilung. CAYEUX' Beweisführung für das Alter der verschiedenen Mineralien beruht im wesentlichen auf der Art, wie diese miteinander verwachsen sind. Wenn er aber z. B. (S. 175) daraus, daß einerseits Magnetit mit kleinen Einschlüssen von Chlorit, andererseits Chlorit mit kleinen Einschlüssen von Magnetit vorkommt, folgert, daß sich der Magnetit in zwei Perioden gebildet habe, so läßt sich dies einfacher durch die Annahme erklären, daß die ursprüngliche, chloritische Substanz bei der Metamorphose des Gesteins teilweise in Magnetit verwandelt wurde, wobei einerseits kleine Magnetitkriställchen als Einschlüsse in größeren Chloritmassen entstehen können, andererseits größere Magnetite, die noch Reste unveränderten Chlorits einschließen. Wenn ferner CAYEUX aus dem Vorkommen von Bavalit auf den Spaltrissen von Siderit die sekundäre Natur des ersteren erschließen will, so kann man dagegen dieselbe Einwendung machen, die ich oben gegen die Annahme einer diagenetischen Entstehung des pigmentären Gl. angeführt habe. In dieser Weise kann man fast alle Beobachtungen CAYEUX umdeuten; ich kann mich daher seinen Anschauungen über die Entwicklung der Eisenoolithe nicht anschließen.

Die Ansichten GAUBs haben in mancher Hinsicht viel Ähnlichkeit mit denen von CAYEUX; aber man darf daraus, obwohl die beiden Arbeiten unabhängig voneinander entstanden sind, doch nicht auf die Richtigkeit der Ergebnisse schließen, denn diese weichen recht grundsätzlich voneinander ab. GAUB geht zwar ebenfalls von der Annahme aus, daß die Eisenoolithe durch Metathese aus Kalkoolithen entstanden sind, aber das Mineral, welches sich nach seiner Ansicht mit den Kalkoolithen zu Limonitoolithen umsetzte, war Pyrit, und die Chamositoolithe leitet er unter recht verwickelten Voraussetzungen sekundär von Brauneisenoolithen ab. Für die gering-

mächtigen Chamositoolithe der schwäbischen Murchisonae-Zone mag man ja allenfalls derart komplizierte Vorgänge noch für möglich halten, aber andere, mächtigere Leptochloritvorkommen kann man unmöglich in dieser Weise erklären; viel wahrscheinlicher ist jedenfalls die Annahme, daß diese Mineralien sich in ähnlicher Weise wie der rezente Gl. im Meere unmittelbar gebildet haben.

Besser begründet ist GAUBS Theorie über die Entstehung der Brauneisenoolithe, aber auch dagegen erheben sich manche Widersprüche. Den stärksten Einwand führt schon DEECKE¹⁾ an, nämlich, daß die Eisenoolithe unter den Voraussetzungen GAUBS viel mehr Gips enthalten müßten; GAUB ist schon selbst auf diesen Einwand eingegangen (S. 74) und nimmt an, daß die Metathese so langsam erfolgte, daß die entstehenden Sulfate und Carbonate sofort durch das Grundwasser weggeführt werden konnten. Man kennt Brauneisenoolithe, die sicher auf Pyritoolithe zurückzuführen sind, aus der Gegend von Kertsch²⁾; diese enthalten tatsächlich große Mengen von Gips und unterscheiden sich dadurch von den übrigen Eisenoolithen. Weiter scheint mir gegen die Annahme GAUBS der fazielle Charakter der Eisenoolithfaunen zu sprechen; die Meeresgebiete, in denen größere Mengen von Pyrit entstehen, sind für die Entwicklung grundbewohnender Faunen wenig günstig; die pyritischen Tone enthalten daher oft eine Kümmerfauna (Renggeriton)³⁾ oder es überwiegen wenige, an die schlechten Lebensbedingungen besonders gut angepaßte Formen (Posidonienschiefer des Lias), die dann genau wie in brackischen oder übersalzten Meeresteilen infolge der geringen Konkurrenz sehr individuenreich werden können. Die Faunen der Eisenoolithe zeigen jedoch keine Spur von derartigen Einflüssen, sie sind im Gegenteil oft sehr mannigfaltig; ich erinnere nur an die in allen Sammlungen vorhandenen schönen Fossilien aus dem Dogger von Calvados oder an die schwäbische Humphriesi- und Macrocephalenzonen.

Pyrit (bezw. Melnikowit) kann, wie ich oben erläuterte, in relativ geringer Menge in den Kalk- und Eisenoolithen in ähnlicher Weise entstehen wie in den Gl.-Gesteinen; manchmal wird daher die von GAUB angenommene Metathese eintreten, aber für die große Masse der Eisenoolithe ist es wahrscheinlicher, daß primäre Eisenoide vorhanden waren, die aus irgendwelchen gelartigen Ferro-Verbindungen bestanden. GAUB führt (S. 70) mehrere Gründe an, die es unwahrscheinlich machen sollen, daß die Limonitoolithe aus Eisensilikaten

¹⁾ Geologie von Baden, II, S. 352.

²⁾ Doss, a. a. O., S. 471.

³⁾ Vgl. auch die Zwergfauna der Pyritlager im Ober-Devon (Tully-Formation) von New York. (CHAMBERLIN und SALISBURY, Earth History, 1906, Bd. II, S. 433.) — Ferner: REUTER, Die Ausbildung des oberen braunen Jura im nördl. Teil der Fränkischen Alb. Geogn. Jahreshfte, Bd. XX, 1907, S. 72.

hervorgingen. Diese Gründe stimmen, sofern man nur den Chamosit als Ursprungssubstanz in Betracht zieht; nichts jedoch hindert die Annahme, daß es andere, leichter oxydierbare Silikate als Chamosit, oder daß es Eisenkarbonat war, aus dem das Brauneisen der Oolithe hervorging. Wenn GAUB keine Reste dieser Mineralien in den von ihm untersuchten Stücken gefunden hat, so liegt dies einfach an der Oxydation; auch in der lothringischen Minette finden sich die Eisensilikate hauptsächlich in den tieferen Zonen, die GAUB im schwäbischen Jura nicht zugänglich waren. Ich kann mich daher der Ansicht von GAUB, daß alles Eisen der Eisenoolithe ursprünglich als Sulfid ausgeschieden wurde, nicht anschließen, billige vielmehr die Äußerungen von DOSS (a. a. O.), der zugibt, daß ein Teil des Eisens der Oolithe ursprünglich sulfidisch war, daß aber die Hauptmasse des Eisens als Oxydul- oder Oxydverbindung ausgeschieden wurde.

DOSS (a. a. O., S. 474) macht darauf aufmerksam, daß die sedimentären Kieslagerstätten in älteren Formationen reichlicher auftreten. Er führt dies auf den größeren Eisen- und Schwefelreichtum früherer Meere zurück. Soweit DOSS dies mit den früher häufigeren vulkanischen Eruptionen in Zusammenhang bringen will, kann ich dem nicht zustimmen. Der Schwefelgehalt des Meeres (in Gestalt von Sulfaten) ist auch jetzt noch genügend groß, um jederzeit die Bildung sedimentärer Sulfide zu gestatten, sofern die ozeanographischen und klimatischen Bedingungen dies zulassen; dies beweisen die Verhältnisse im Schwarzen Meer. Der wechselnde Eisenreichtum des Meeres beruht nur auf klimatischen Einflüssen, Perioden reichlicherer Ausscheidung oxydischer und sulfidischer Erze können also jederzeit wiederkehren.

Schließlich gibt mir noch die Arbeit KRETSCHMERS (1917, a. a. O.) zu einigen Bemerkungen Anlaß. KRETSCHMER hält die leptochloritischen Lagerstätten des mährischen Schalsteinzuges für epigenetische Bildungen. Seinen Bedenken gegen die Theorie, welche die Schalstein-Erze allein durch postvulkanische Exhalationen entstehen läßt, kann ich im großen und ganzen zustimmen; die von ihm (S. 133) erwähnten Schwierigkeiten für die syngenetische Deutung der Erze werden jedoch beseitigt, wenn man die Erze auf submarine Tuffzersetzung zurückführt. Im übrigen beruhen die Ansichten KRETSCHMERS über die metasomatische Entstehung der Lagerstätten darauf, daß er die primäre und die sekundäre Eisenanreicherung nicht mit genügender Schärfe auseinanderhält. Ich habe oben schon erwähnt, daß sehr viele nutzbare Eisenlagerstätten ihren hohen Eisengehalt sekundären Anreicherungen verdanken¹⁾, die in erster Linie auf Verwitterung, bzw. Zementation zurückzuführen sind. Dabei kommt es natürlich zu Erscheinungen, die man als Metasomatose bezeichnen

¹⁾ Vgl. VAN HISE-LEITH, a. a. O. — BEYSLAG-KRUSCH-VOGT, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien, 1913, II. Bd., S. 555/6.

kann, da das Eisen in einzelnen Teilen der ursprünglichen, ärmeren Lagerstätte weggeführt und in anderen Teilen unter Auflösung von Kalk usw. wieder abgesetzt wird. Daraus darf man aber keinesfalls den Schluß ziehen, daß die ganzen Lagerstätten ursprünglich kalkig waren und daß sämtliches Eisen erst sekundär zugeführt wurde. Die Beobachtungen KRETSCHMERS weisen darauf hin, daß solche sekundäre Anreicherung im Bezirke Sternberg—Bennisch in großem Maßstabe stattgefunden hat; weitere Komplikationen sind durch die schwache Metamorphose bei der Gebirgsbildung und durch Kontakterscheinungen entstanden. Auf sekundärer Anreicherung beruht es, daß die Erzlager in den am stärksten gestörten Schollen am reichsten sind, und daß die nutzbaren Erze in Teufen von über 100 m durch eisenärmere Kieselerze und Kalkeisensteine abgelöst werden. Auf die Wirkung von unten kommender Thermalquellen kann man gerade die zuletzt erwähnte Erscheinung unmöglich zurückführen, da diese Quellen im Anschluß an die devonischen Diabaseruptionen tätig gewesen sein sollen, also zu einer Zeit, als die heutigen Teufenunterschiede noch keine Bedeutung besaßen, da die Schichten erst durch die karbonische Faltung in ihre heutige Lage zur Oberfläche gekommen sind.

Soweit die beigegebene Karte ein Urteil erlaubt, sind übrigens auch die Ansichten KRETSCHMERS ganz verfehlt, daß man aus der Richtung der Diabasantiklinalen noch die Spalten erkennen könne, auf welchen „Reihenvulkane“ aufgesetzt waren (S. 157), daß man noch die Gestalt dieser „Dom- und Stratovulkane“ erkennen könne (S. 159), und daß die starken tektonischen Störungen der Diabas-Schalsteinzone gegenüber der flacheren Lagerung der umgebenden Grauwackenzone auf einer besonderen Disposition infolge der paläovulkanischen Eruptivität beruhe (S. 153). Es liegt doch nur an der starken Faltung dieses Gebiets, daß die Diabas-Schalsteinzone unter der hangenden Grauwacke sichtbar geworden ist, und es spricht nichts gegen die Annahme, daß in der Umgebung, im Liegenden der jüngeren Grauwacke, ebenfalls Diabase, Schalsteine und Eisenerze vorhanden sind. Die jetzige Form der Diabaszüge hat mit den ursprünglichen Vulkanen nicht das mindeste zu tun, sie ist nur bedingt durch die starken tektonischen Bewegungen, deren Lokalisierung gerade auf diese Stelle wir vorläufig noch nicht begründen können. Die von KRETSCHMER beschriebenen Magmadifferentiationen haben nicht von verschiedenen Zentren nach außen, sondern in einer einheitlichen Decke oder in mehreren übereinanderliegenden Decken von unten nach oben stattgefunden. Die vulkanischen Kräfte der Diabaseruptionen waren zur Zeit der Gebirgsfaltung schon längst erloschen, so daß nicht davon die Rede sein kann, „daß sich auf diesem Boden die tektonischen und vulkanischen Kräfte summieren“ (S. 156).

Paläogeographische und paläoklimatische Folgerungen aus den Ergebnissen.

Es liegt auf der Hand, daß sich die Ergebnisse der vorhergegangenen Abschnitte paläogeographisch und paläoklimatisch verwerten lassen. Gl.-Gesteine einerseits und Eisenoolithe andererseits vertreten sich gegenseitig unter verschiedenartigen ozeanographischen Bedingungen. Die Gl.-Gesteine lassen auf das Vorhandensein von kaltem Tiefenwasser und kalten Strömungen schließen, unter Umständen erweisen sie auch das Zusammentreffen verschieden temperierter Strömungen; die Eisenoolithe dagegen bildeten sich in warmen Meeren.

Da kühle Tiefenwasser und kalte Strömungen nicht in allen Perioden der Erdgeschichte so reichlich vorhanden waren wie jetzt, so erklärt sich damit die periodische Ablösung der Gl.-Bildung durch die Eisenoolithbildung. So entsteht auch das, was EMMONS¹⁾ „metallogetische Epochen“ nennt, nämlich die Erscheinung, daß die sedimentären Eisenerze im wesentlichen an bestimmte erdgeschichtliche Perioden geknüpft sind.

Natürlich kann diese Periodizität auch in Beziehung stehen zur Periodizität der vulkanischen Erscheinungen, da reichliche Eruptionen von basischen Gesteinen ebenfalls die Bildung von Eisenerzen begünstigen; jedoch beweist unsere Juraformation durch ihren Erzreichtum bei völlig fehlender Eruptivtätigkeit, daß der klimatische Faktor ausschlaggebend ist.

Die folgenden Seiten stellen einen Versuch dar, in großen Zügen die räumliche und zeitliche Verteilung der halmyrolytischen Eisensedimente mit den bisher bekannten Tatsachen der Paläogeographie und der Paläoklimatologie in Verbindung zu setzen. Es ist unmöglich, auf alle stratigraphischen Einzelheiten einzugehen, da dies die Durcharbeitung der gesamten stratigraphischen Spezialliteratur erforderlich machte. Meine eigenen Erfahrungen sind beschränkt, im übrigen kann ich mich nur auf die größeren, zusammenfassenden stratigraphischen Werke stützen, die nicht jedes kleine Vorkommen von Gl. oder Eisenoolith erkennen lassen. Auf Grund des oben angeführten Gesetzes besitzt aber auch das kleinste Vorkommen derartiger Gesteine gewisse paläogeographische Beweiskraft; insofern muß also die folgende Zusammenstellung unvollständig bleiben. Es ist mir daher vorläufig nicht möglich, vollkommen neue, bisher unbekannte paläogeographische Tatsachen festzustellen; dies muß nach wie vor der stratigraphischen Einzelarbeit überlassen bleiben. Jedoch wird man es schon als ein nicht unwesentliches Ergebnis bewerten dürfen, wenn es sich als möglich erweist, die bisher bekannten paläogeographischen

¹⁾ Principles of Economic Geology, 1918, S. 270.

Tatsachen mit den sich aus halmyrolytischen Gesteinen ergebenden Folgerungen in Übereinstimmung zu bringen. Einerseits erfahren dadurch unsere bisherigen paläogeographischen Anschauungen eine weitere Stütze, andererseits ist dies ein indirekter Beweis für die Richtigkeit meiner Theorie.

Präcambrische Formationen.

Das Algonkium wird im allgemeinen auf Grund von Glazialspuren als eine relativ kühle Periode betrachtet. Algonkische Eisensedimente finden sich in Nordamerika im Gebiet der Großen Seen. In vielen dieser Ablagerungen scheint der Greenalit das primäre Hauptmineral zu sein. Dieser nimmt in gewisser Beziehung eine Mittelstellung zwischen dem Gl. und den Leptochloriten der Eisenoolithe ein, aber seine Zusammensetzung ist so abweichend, daß man keine sicheren klimatischen Schlüsse aus ihm ziehen kann. Immerhin besitzt er in seinem hohen Eisenoxydgehalt und ferner in seiner äußeren Form nahe Beziehungen zum Gl., er wird sich also, wenn man überhaupt eine Vermutung aussprechen darf, in einem relativ kühlen, sauerstoffreichen Meere gebildet haben, was zu unseren allgemeinen Vorstellungen über das Klima der uns bekannten algonkischen Gebiete nicht schlecht paßt.

Da die Bildung kolloidaler Eisensilikate, zu denen auch der Greenalit gehört, wahrscheinlich vom Vorhandensein organischer Substanzen oder von Bakterientätigkeit abhängig ist, so bilden die Greenalitschiefer einen weiteren Beweis für das Vorhandensein reichlichen organischen Lebens in präcambrischer Zeit. CAYEUX¹⁾ hat übrigens das Vorhandensein organischer Reste (Crinoiden) in den fraglichen Gesteinen unmittelbar nachgewiesen.

Cambrium.

Die cambrischen Sedimente sind ziemlich reich an gl. Gesteinen; dies scheint die Annahme HAUGS²⁾ zu bestätigen, daß die cambrischen Meere relativ kühl waren. Die Glazialspuren im Cambrium Skandinaviens und Australiens weisen ebenfalls auf niedere Temperaturen hin. Dennoch aber darf man daraus nicht auf ein einförmig rauhes Klima der ganzen Erdoberfläche schließen, ich muß vielmehr DACQUÉ³⁾ zustimmen, wenn er im Gegensatz zu HAUG aus dem Vorkommen der Archaeocyathiden auf einen warmen Meeresgürtel schließt. Diese

¹⁾ Existence de restes organiques dans les roches ferrugineuses associés aux minerais de fer huroniens des Etats-Unis. Comptes-Rend. Acad. Sc., Bd. 153, 1911, S. 910.

²⁾ Traité de Géologie, II, S. 617.

³⁾ Paläogeographie, S. 400.

Annahme wird bestätigt durch das Auftreten von sedimentären Eisenerzen im Cambrium der iberischen Halbinsel¹⁾. Das Gebiet der Mittelmeerländer war im Cambrium durch die zentral-europäische Geantiklinale (vgl. HAUG, a. a. O., S. 601) vor den kalten Tiefenwässern des Nordmeeres geschützt; wir treffen hier zum ersten Male in der Erdgeschichte die sich später noch öfters wiederholende Erscheinung, daß die Bildung sedimentärer Eisenerze auf die polwärts abgeschlossenen Teile des warmen, äquatorial gerichteten Tethys-Meeres beschränkt ist, in dem auch die riffbildenden Tierkolonien, im Cambrium die Archaeocyathiden, am üppigsten gedeihen. Diese Riffbildner sind im unteren Cambrium von Labrador und im mittleren Cambrium von Schottland ziemlich weit nach Norden vorgedrungen, was mit warmen Strömungen zusammenhängen mag; zudem hatte in diesen Zeiten (namentlich im Mittel-Cambrium, man vgl. das Fehlen der Paradoxides-Schichten im Baltikum) die nordatlantische Provinz anscheinend noch keine ganz freie Verbindung mit dem kalten Nordmeer. Diese Verbindung wurde erst geschaffen durch die im oberen Cambrium einsetzende Transgression; damit sind zugleich die Bedingungen für die Gl.-Bildung im Unguliten-Sandstein des Baltikums und im Potsdam-Sandstein der Appalachen gegeben. Wir sehen auch hier, wie später in der Kreidezeit, die Gl.-Bildung mit Transgressionen zusammenhängen; dies erklärt sich einerseits daraus, daß in den uns am besten bekannten Gebieten, in Europa und im östlichen Nordamerika, erst durch Transgressionen die warme Tethys mit dem kalten Polarmeer, bzw. dem damit wahrscheinlich identischen kalten Pazifik in Verbindung tritt, andererseits daraus, daß durch große Transgressionen die Sedimentation verlangsamt wird, da die Erosionsbasis der Landmassen gehoben wird und große Teile der Abtragungsf lächen in Auflagerungsf lächen verwandelt werden.

Wir müssen also annehmen, daß im Cambrium das Tethysmeer (soweit wir von einem solchen schon sprechen dürfen) relativ warm war und nur zu gewissen Zeiten mit einem kälteren Ozean in offene Verbindung trat, wobei dann an den Verbindungsstellen gl. Sedimente gebildet wurden. Den cambrischen Nordpol verlegt DACQUÉ in die Nähe der Beringstraße, daraus folgt, daß der Pazifik schon damals kaltes Tiefenwasser besaß²⁾. Der Atlantik war dagegen anscheinend

¹⁾ Vgl. BARROIS, Terrains anciens des Asturies et de la Galice. Mem. Soc. Géol. du Nord, Bd. II, 1, 1882.

²⁾ Man vergleiche damit auch die auf den neusten Grundlagen beruhenden Angaben von W. KÖPPEN (Polwanderungen, Verschiebungen der Kontinente und Klimageschichte. Petermanns Mitteilg., 1921, S. 1 u. 57), wonach der Nordpol bis zur Eozänzeit mitten auf dem großen Ozean lag. Die im folgenden mehrfach wiederholte Feststellung, daß polare Strömungen zum Tethys-Meere keinen Zutritt hatten, paßt sehr gut zu WEGENERS und KÖPPENS Ansichten über die Jugendlichkeit des nördlichen und südlichen Atlantik.

noch nicht vorhanden, es konnte daher in ihm auch noch nicht der heutige Wasserausgleich zwischen polaren und äquatorialen Gebieten stattfinden. Daß noch manches unklar bleibt, ist nicht weiter verwunderlich bei den unsicheren Grundlagen, auf welchen unsere Ansichten über die Geographie der cambrischen Zeit beruhen. Es ist aber auffällig, daß gerade für die uns am besten bekannten Gebiete die auf Grund der halmyrolytischen Sedimente gewonnenen Anschauungen mit den Ergebnissen anderer Methoden recht gut übereinstimmen.

Silur.

Im Untersilur Europas haben wir zu unterscheiden zwischen den Ablagerungen des Nordmeeres und dem böhmisch-mediterranen Faziesbezirk; im Norden Europas blieben zunächst die ozeanographischen Bedingungen ungefähr dieselben wie im oberen Cambrium, daher finden wir Gl. in den ältesten Silurschichten des Baltikums und im schwedischen *Ceratopyge*-Kalk. Entsprechende Bildungen scheinen sich nach den Angaben GÜMBELs (1886, a. a. O.) in der etwa gleichaltrigen nordamerikanischen Quebeck-Gruppe zu finden. Die hier zu vermutenden kühlen Strömungen des Nordmeeres hatten aber offenbar keinen Zutritt zum böhmisch-mediterranen Untersilur-See. Wir finden daher in diesen Gegenden (Böhmen, Thüringen, Frankreich, Asturien) Eisenoolithen, Thuringitschiefer, Roteisensteine usw. Dieser klimatische Gegensatz zwischen Nord und Süd herrscht jedoch in Europa nur während des tieferen Untersilurs. Die halmyrolytischen Gesteine bestätigen die von FRECH¹⁾ gegebene Darstellung der Länder und Meere des tieferen Untersilurs, nur scheint es, als ob das böhmisch-mediterrane Meer nach Süden hin gegen den offenen Ozean besser abgeschlossen gewesen wäre, vielleicht durch eine Landverbindung zwischen Südamerika und Afrika; denn der untersilurische Weltozean²⁾ besaß offenbar kaltes Tiefenwasser, welches zum böhmisch-mediterranen Becken keinen Zutritt hatte.

Nach GÜMBEL findet sich in Böhmen Gl. in grobkörnigen Sandsteinen der BARRANDESchen Stufe D. GÜMBEL macht keine näheren Angaben über die Zone dieser Sandsteine, und ich konnte auch anderweitig nichts darüber finden; zu vermuten ist, daß es sich um höheres Untersilur handelt, da das tiefere Untersilur Böhmens nicht sandig entwickelt ist. Man könnte dann annehmen, daß durch die gegen Ende des Untersilurs einsetzenden Transgressionen das kalte Tiefenwasser des Weltozeans auch zum böhmischen Becken Zutritt erhielt. Dies ganze Vorkommen ist jedoch vorläufig als zweifelhaft zu betrachten.

¹⁾ *Lethaea palaeozoica*, I, 2, Kartenskizze II.

²⁾ Vgl. KAYSER, *Geologische Formationskunde*, 5. Aufl., 1913, S. 124.

Im Obersilur verschwindet in Europa der Gegensatz zwischen Nord und Süd; zugleich scheint aber auch der nordische Ozean sein kaltes Wasser verloren zu haben; denn die Gl.-Bildung fehlt, dagegen haben wir ausgedehnte Korallenriffe bis weit in die Polargebiete hinein. Auf warmes Klima lassen auch die obersilurischen Clinton-Eisenooolithe von Nordamerika schließen; nach der Darstellung von SCHUCHERT¹⁾ ist zur Clinton-Zeit das Meer im östlichen Nordamerika stark eingeengt, es bestand keine Verbindung mit dem nördlichen oder dem pazifischen Ozean. Wir dürfen dieses Erz also nicht als einen sicheren Beweis dafür ansehen, daß der obersilurische Weltozean tatsächlich frei von kaltem Tiefenwasser war; möglich wäre dies, bewiesen wäre es aber erst, wenn das Fehlen des Gl. in den circumpazifischen Obersilur-Ablagerungen nachgewiesen wäre. Dafür fehlen mir z. Z. die Unterlagen.

Im allgemeinen wird der Silurperiode ein gleichmäßig-warmes Klima zugeschrieben. DACQUÉ (a. a. O., S. 405) weist jedoch auf tiergeographische Unterschiede hin, welche im Untersilur ausgesprochener sind als im Obersilur. Damit übereinstimmend beweisen die halmyrolytischen Gesteine einen ausgesprochenen Klimagegensatz nur für das Untersilur; im Obersilur herrscht wenigstens in den uns näher bekannten Gebieten ein gleichmäßig-warmes Klima, wie sich sowohl aus der weiten Verbreitung der Korallenriffe wie auch aus dem Vorkommen von Eisenoolithen und dem Fehlen von Gl. ergibt.

Devon.

Das ausgeglichene, warme Klima des Obersilurs hat sich anscheinend im Devon erhalten; dem entspricht die fazielle und faunistische Ähnlichkeit der beiden Perioden, das Fortbestehen der Korallenriffe in Europa während des ganzen Devons; bestätigt wird diese Annahme durch das häufige Vorkommen von Eisenerzen in verschiedenen Stufen des Devons. Allerdings gelten diese Angaben streng genommen nur für Europa; wie es in anderen Weltteilen stand, bleibt zunächst ungewiß. DACQUÉ nimmt für das Unterdevon eine Verschlechterung des Klimas an, der erst im Mitteldevon wieder eine Erwärmung folgte. Für Südafrika, wo man unterdevonische Glazialspuren gefunden hat, mögen diese Angaben gelten, in Europa scheinen aber die unterdevonischen Korallenriffe in Böhmen und in den Ostalpen eher für ein dauernd warmes Klima zu sprechen. Eisenerze treten allerdings, soweit mir bekannt, erst im oberen Unterdevon (Eifel) und im Mitteldevon auf. Zum obersten Unterdevon gehören auch die Roteisensteine von Lagoinha (Matto Grosso)²⁾; zu dieser Zeit hat sich also selbst in Südamerika kein Einfluß der südafrikanischen

¹⁾ Vgl. KAYSER, a. a. O., S. 119.

²⁾ Vgl. FRECH, Lethaea, S. 221.

Vergletscherung geltend gemacht. Den einzigen, schwachen Hinweis auf das Vorhandensein kalter Meeresteile in der Devonzeit bildet die Feststellung ANDRÉES¹⁾ über das Vorkommen einer dünnen Gl.-Lage an der Basis des Onondaga-Riffkalkes (Mitteldevon) im südwestlichen Ontario (Canada). Die von CHAMBERLIN und SALISBURY²⁾ gegebene Karte zeigt, daß zur Onondaga-Zeit das ostkanadische Meeresbecken nach Norden wie nach Westen hin mehr oder weniger offene Verbindung mit dem Ozean besaß; es wäre wohl möglich, daß auf diesem Wege kalte ozeanische Strömungen nach Canada gekommen sein könnten. Jedenfalls war das westeuropäische Becken besser vor solchen (pazifischen) Einflüssen geschützt als das ostamerikanische Becken. Aufklärung darüber, ob zur Devonzeit überhaupt ein Ozean mit kaltem Tiefenwasser vorhanden war, kann man wieder nur aus den circumpazifischen, vielleicht auch aus den südafrikanischen Devonablagerungen erwarten; leider sind jedoch die vorliegenden petrographischen Angaben über diese Gesteine nur sehr spärlich; halmyrolytische Gesteine konnte ich daher in diesen Formationen nicht nachweisen.

Karbon und Perm.

Im Gegensatz zu den vorhergegangenen und den nachfolgenden Epochen sind die Ablagerungen der geokratischen Perioden an der Wende des Paläozoikums und des Mesozoikums relativ arm an halmyrolytischen Gesteinen. Nur der freundlichen Unterstützung des Herrn Professor HARRASSOWITZ verdanke ich es, daß mir überhaupt karbonische Gl.-Gesteine bekannt geworden sind. Diese scheinen auf das obere Oberkarbon (Ural-Stufe) beschränkt zu sein und finden sich in dieser Stufe auf der Bäreninsel³⁾ und im Timan⁴⁾; in Südamerika (unteres Amazonas-Becken) liegen unter den Kalken der Ural-Stufe fossilere gl. Sandschiefer unbestimmten Alters, die aber vermutlich ebenfalls zum Oberkarbon gehören⁵⁾. Daß die gl. Gesteine auf das Oberkarbon beschränkt sind, hängt einerseits wohl mit den oberkarbonischen Meerestransgressionen zusammen, da die Gl.-Bildung durch Transgressionen immer begünstigt wird; andererseits mag auch ein Zusammenhang bestehen mit den Vereisungen der Südhemisphäre, deren Beginn in das Oberkarbon gesetzt wird. Bezeichnenderweise liegen die genannten gl. Sedimente an Punkten, wo eine Verbindung des Tethysmeeres mit dem polaren, bzw. dem pazifischen Gebiet anzunehmen ist. Die Tethys selbst müssen wir wohl als ein warmes

¹⁾ 1914, a. a. O.

²⁾ *Earth History*, 1906, S. 423.

³⁾ TSCHERNYSCHEW, Die oberkarbonischen Brachiopoden des Urals und des Timans. *Mem. d. russ. Geol. Komm.*, XVI, 2, 1902, S. 690.

⁴⁾ HAUG, *Traité*, S. 761.

⁵⁾ TSCHERNYSCHEW, a. a. O., S. 706.

Meer betrachten, nicht nur wegen der karbonischen Korallenriffe und sonstiger Anzeichen eines tropischen Klimas, sondern auch weil sich anscheinend in gewissen Becken des oberkarbonischen Meeres oolithische Eisenerze bilden konnten. Die Angaben über das Vorkommen derartiger Eisenoolithe im produktiven Karbon von Deutschland und England sind allerdings spärlich¹⁾; immerhin bestätigen sie zusammen mit den genannten Gl.-Vorkommen die Annahme, daß wir auch in dieser Periode ein warmes Tethysmeer hatten, während die pazifischen Gewässer mit den Polargebieten in offener Verbindung standen und daher kaltes Tiefenwasser besaßen.

Sind schon im Karbon die halmyrolytischen Gesteine relativ selten, so fehlen mir überhaupt jegliche Angaben über das Vorkommen derartiger Sedimente in permischen Ablagerungen. Nach dem ganzen Charakter dieser Periode wird man eher das Vorkommen von Gl.-Gesteinen als von Eisenoolithen vermuten dürfen; wenn bisher noch keine derartigen Gesteine gefunden wurden, so beruht dies auf dem Mangel der für Gl.-Bildung günstigen Epikontinentalmeere. Das deutsche Zechsteinmeer hatte anormale Sedimentationsbedingungen und war vom offenen Ozean zu sehr abgeschnürt, so daß keine gl. Sedimente gebildet wurden.

Trias.

Auch die Trias ist relativ arm an halmyrolytischen Gesteinen. In den Geosynklinal-Sedimenten der alpinen Trias scheinen weder Eisenoolithe noch Gl.-Gesteine vorzukommen; dagegen findet sich in der germanischen Trias eine Zone, die in geringen Mengen Gl. enthält. In Süddeutschland ist es der oberste Muschelkalk und die unterste Lettenkohle; in Norddeutschland kommt Gl. schon im oberen Trochitenkalk vor (Rüdersdorf). Dies scheint die Annahme SEMPERs²⁾ zu bestätigen, daß zur Muschelkalkzeit ein boreales kühles Meer nach Deutschland eingedrungen sei. Allerdings stimmt dies nicht ganz zu unseren sonstigen paläogeographischen Kenntnissen; denn aus dem warmen Tethysmeer können die kalten Strömungen kaum gekommen sein, Verbindungen des deutschen Muschelkalkmeeres mit einem borealen Ozean sind aber bisher noch nicht näher bekannt geworden. Möglicherweise bilden die gl. Sedimente des oberen Muschelkalks einen Hinweis auf bisher noch unbekannte paläogeographische Verbindungen. Es kann aber auch sein, daß das Muschelkalkmeer als solches, ähnlich dem heutigen romanischen Mittelmeer, trotz seiner Abgeschlossenheit relativ kühles Wasser enthielt³⁾.

¹⁾ Vgl. BEYSLAG-KRUSCH-VOGT, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine, II, S. 489.

²⁾ Das Klimaproblem der Vorzeit. Geol. Rdschau, I, 1910.

³⁾ Damit soll natürlich nicht gesagt sein, daß die ozeanographischen Verhältnisse des Muschelkalkmeeres im allgemeinen mit denen des romanischen Mittelmeeres übereinstimmten.

Jura.

Im Gegensatz zu den vorhergegangenen Formationen ist die Juraformation wie auch die folgende Kreidezeit außerordentlich reich an halmyrolytischen Gesteinen. Worauf dieser Gegensatz beruht, ist nicht sicher festzustellen; wahrscheinlich erleichtert der thalattokratische Charakter der Jurazeit die Entstehung derartiger Gesteine, während die vorhergegangenen, geokratischen Epochen dafür weniger günstige Bedingungen darboten; denn in Geosynklinalmeeren scheinen die halmyrolytischen Gesteine nur selten vorzukommen, vermutlich weil in diesen Gebieten zu schnell sedimentiert wird. Die Ablagerungen jurassischer Epikontinentalmeere sind vor allem in Europa gut bekannt; sie kommen auch in anderen Erdteilen vor und scheinen dort ebenfalls stellenweise halmyrolytische Gesteine zu enthalten. Ich werde mich jedoch im folgenden wesentlich auf Europa beschränken, da die mir zur Verfügung stehenden Angaben über außereuropäische Vorkommen nur dürftig sind; denn in den zusammenfassenden Werken werden zwar die Faunen sehr exakt behandelt, die petrographische Beschaffenheit der Gesteine wird aber vernachlässigt.

Gerade in Europa lassen sich die halmyrolytischen Gesteine in sehr interessante Beziehungen zu paläogeographischen Tatsachen setzen. Es ist bekannt, daß in der Juraformation die Eisenoolithe besonders häufig sind; die Gl.-Gesteine fehlen jedoch keineswegs vollkommen. Im Lias waren zeitweise die Bedingungen der Eisenoolithbildung gegeben, es finden sich aber auch einzelne gl. Lagen, so in den fränkischen Amaltheen-Mergeln, und, nach den Angaben GÜMBELs, in den „Sandy Beds“ von England. Die ozeanographischen Verhältnisse der Liaszeit waren also schwankend, zeitweise hatten kühle Strömungen Zutritt zum mitteleuropäischen Meere. Damit stimmt überein, daß der Liaszeit schon bisher auf anderer Grundlage ein etwas kühleres Klima zugeschrieben wurde als den jüngeren Abschnitten der Juraperiode. So weist DACQUÉ¹⁾ auf das Zurücktreten der riffbildenden Korallen und der Kalkbildungen überhaupt in den liasischen Ablagerungen hin. Das Liasmeer reichte in Schottland weit nach Norden, und die von HAUG²⁾ gegebene Karte läßt die Möglichkeit einer nördlichen Meeresverbindung westlich von Skandinavien zu. Eine Spezialuntersuchung über die örtliche und zeitliche Abwechslung von Gl.- und Eisenoolithbildungen in der Liaszeit dürfte wahrscheinlich zu interessanten paläogeographischen Ergebnissen führen.

Zur Doggerzeit waren die nordwestlichen Meeresverbindungen unterbrochen, wie auch die Karte Europas von HAUG (S. 996) erkennen läßt. Neue, nordöstliche Meeresverbindungen kamen erst im oberen Dogger zum Durchbruch, daher ist im unteren und mittleren Dogger das europäische Epikontinentalmeer vor dem Einfluß kalter

¹⁾ Paläogeographie, S. 422.

²⁾ Traité, S. 952.

Strömungen gut geschützt, so daß mächtige Eisenoolithe, daneben auch Kalkoolithe und Korallenriffe entstehen konnten. Dies wird erst anders, als durch die Kelloway-Transgression das mitteleuropäische Meer mit dem borealen Jurameer in Verbindung trat. Die Macrocephalenschichten Rußlands sind häufig als Grünsand entwickelt, in diesen Gegenden muß also zu dieser Zeit schon eine von Norden kommende kühle Strömung wirksam gewesen sein. Nach Mitteleuropa scheinen aber diese Strömungen zur Macrocephalenzzeit noch nicht gekommen zu sein, denn diese Zone ist in Deutschland und Westeuropa, soweit mir bekannt, fast überall als Eisenoolith, niemals als Grünsand entwickelt. Im oberen Callovium dagegen werden weitere Gebiete der russischen Tafel überflutet, die Verbindung des mitteleuropäischen Meeres mit dem nordischen Meere wird breiter, boreale Tierformen (*Cardioceras*) wandern in Mitteleuropa ein, und gleichzeitig wird in manchen Teilen Deutschlands die Bildung von Eisenoolithen durch Gl.-Bildung abgelöst. Der Ornaten-Ton und die Grenzschichten von Dogger und Malm enthalten in Franken nicht selten Gl., sind sogar teilweise als typischer Grünsand entwickelt¹⁾. Eine ungefähr gleichaltrige Bildung ist die Gaize des nordfranzösischen Unteroxfords, auf deren Beziehungen zum Gl. schon oben hingewiesen wurde.

Die von Nordosten kommenden Strömungen konnten aber offenbar nicht weit über den fränkischen Jurabezirk hinaus abkühlend wirken; sie mußten sich schon so sehr erwärmt haben, daß sie in Nordfrankreich die halmyrolytischen Vorgänge nicht mehr beeinflussen konnten; denn im Ardennengebiet ist die Zone des *Cardioceras cordatum* als typischer Eisenoolith entwickelt, und diese Zone entspricht nach den vorkommenden Ammoniten den gl.-führenden Bänken des untersten weißen Jura in Franken. Man kann also annehmen, daß es nur relativ schwache Ausläufer einer kalten Strömung waren, welche die Gl.-Bildung in Franken hervorriefen. Es wäre allerdings noch näher zu untersuchen, ob die bisherigen Parallelisierungen zeitlich genau stimmen, und ob nicht etwa die gl.-führenden Schichten Frankens im Ardennengebiet ausschließlich durch die Gaize des unteren Oxforde vertreten werden. Feststehend ist aber jedenfalls, daß die Gl.-Bildung im fränkischen Callovien und Oxford durch die Einwirkung des kühlen borealen Jurameeres hervorgerufen wurde. HAUG²⁾ hat ebenfalls, und zwar auf ganz anderer Grundlage, die Ansicht geäußert, daß zur Oxfordzeit kalte Tiefenströmungen aus dem borealen Jurameer nach Mitteleuropa eingedrungen sind.

In der Malmzeit differenzierte sich das russische Jurameer faunistisch wieder stärker vom mitteleuropäischen Jura als während des oberen Doggers. Dies spricht dafür, daß die Meeresverbindungen

¹⁾ Vgl. POMPECKJ, a. a. O. — BRAUSE, a. a. O. — REUTER, a. a. O.

²⁾ Traité, S. 1123/4.

weniger günstig waren; dementsprechend tritt auch die Gl.-Bildung im mitteleuropäischen Malm wieder mehr zurück. In der borealen Provinz ist nach wie vor kühles Wasser vorhanden, die Wolgastufe ist teilweise als Grünsand entwickelt¹⁾. In Westeuropa haben wir in dieser Zeit ein warmes Meer mit zahlreichen Korallenriffen. Zeitweise jedoch machen sich boreale Einflüsse geltend, es erscheinen russische Tierformen (Aucellen), gleichzeitig treten meistens die Korallenriffe zurück. Sehr gut zeigt diesen Zusammenhang die von HAUG²⁾ gegebene Karte von Europa. Bemerkenswert ist nun, daß gerade diejenigen Malmbezirke, welche die stärksten faunistischen Beziehungen zu Rußland besitzen, auch am häufigsten Einlagerungen von Gl.-Zonen aufweisen; so findet sich nach den Angaben GÜMBELs in England Gl. sowohl im Calcareous Grit wie auch im Portland. Ebenso ist das Portland in Pommern zum Teil als gl. Mergel entwickelt³⁾. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. KRUMBECK enthält auch der mittlere Malm in Franken stellenweise Gl., ein Anzeichen, daß die kühlen Strömungen auch in dieser Epoche, wie früher im Oxford, zeitweise bis nach Franken vorgedrungen sind.

Für außereuropäische Gebiete fehlen mir wie gesagt nähere Angaben. In Indien und Madagaskar ist das Callovium wie in Europa teilweise als Eisenoolith entwickelt. Bei den faunistischen Beziehungen zwischen den indischen und europäischen Juraschichten ist eine derartige Übereinstimmung nicht weiter verwunderlich; die Tethys war in dieser Zeit wie anscheinend überhaupt während der ganzen Erdgeschichte ein warmes Meer. Von größerem Interesse wären die circumpazifischen Jurasedimente, weil sie eine Entscheidung darüber zuließen, ob im Pazific während der ganzen Juraperiode kühles Tiefenwasser vorhanden war. Jedoch sind mir aus diesen Gebieten keine halmyrolytischen Juragesteine bekannt geworden, ausgenommen den gl. Oxford-Tuffit der Molukkeninsel Buru⁴⁾; dieser ist aber wenig beweiskräftig, da die Oxfordsedimente auch in Europa teilweise gl. entwickelt sind. Da jedoch die malayischen Oxfordfaunen keinerlei faunistische Beziehungen zum borealen Jura-Reiche erkennen lassen, so kann man aus dem Oxford-Tuffit von Buru immerhin den Schluß ziehen, daß zur Oxfordzeit nicht nur im borealen, sondern auch im pazifischen Gebiet kaltes Tiefenwasser vorhanden war.

Kreide.

Keine andere Formation ist so reich an gl. Sedimenten wie die Kreide. Nicht umsonst ist Grün die herkömmliche Kartenfarbe für Kreideablagerungen. Dagegen scheinen echte oolithische Eisenerze,

¹⁾ HAUG, *Traité*, S. 1107.

²⁾ *Traité*, S. 1080.

³⁾ HAUG, *Traité*, S. 1079.

⁴⁾ Vgl. HUMMEL, a. a. O.

wenigstens in Europa, in der Kreidezeit nicht gebildet worden zu sein; die Erze der nordwestdeutschen Kreide sind durchweg Trümmertagerstätten, wenn auch im Apt-Erz von Salzgitter Ooide als Neubildungen vorkommen sollen.

Die Ausbildung von Klimazonen in der Kreidezeit darf als sicher erwiesen betrachtet werden. Diese Zonen sind in der Kreide viel ausgeprägter als im Jura, und darauf wird man wohl auch das Vorherrschen der Gl.-Bildung zurückzuführen haben. Ein weiteres Moment, welches die Gl.-Bildung begünstigte, war das dauernde Vorhandensein nördlicher Meeresverbindungen in Europa. Nach den von HAUG gegebenen Karten dürften es vor allem die nordwestlichen, zwischen Schottland und Norwegen gelegenen Meeresstraßen gewesen sein, durch welche kaltes Wasser in die mitteleuropäischen Meere einströmte; zeitweise waren aber auch nordöstliche Verbindungen vorhanden. Besonders verstärkt wurde die Gl.-Bildung durch die Transgressionen des Gaults und des Cenomans, durch welche breite Verbindungen nach Norden hin geschaffen wurden, während gleichzeitig die Überflutung weiter Landstrecken zur Verlangsamung der Sedimentation führte. Während im Neokom die gl. Sedimente noch relativ selten sind und der ganze Charakter der Sedimentation, namentlich im Süden Europas, noch große Ähnlichkeit mit den jurassischen Bildungen besitzt, greift im Anschluß an die Gault-Transgression die Gl.-Bildung weit nach Süden; sogar am Nordrand der alpinen Geosynklinalen (helvetischer Faziesbezirk) werden gl. Sedimente gebildet. Es mag in diesem Zusammenhange daran erinnert werden, daß HEIM¹⁾ die exotischen Blöcke des Flyschs auf Eisdrift zurückführt, und daß auch der unterkretazische Karpathenflysch solche Blöcke enthält. Die Deutung der exotischen Blöcke ist zwar ein noch stark umstrittenes Problem, aber die von HEIM gegebene Deutung würde ebenfalls dafür sprechen, daß zur Kreidezeit kalte Strömungen das alpine Gebiet erreichen konnten.

Sehr reine Gl.-Gesteine finden sich im Gault und Cenoman des Pariser Beckens. Für dieses Gebiet hat CAYEUX²⁾ auf Grund des Mineralgehalts der Kreide nachgewiesen, daß sowohl eine von Norden als auch eine von Südwesten kommende Strömung vorhanden gewesen sein muß. Wir dürfen wohl annehmen, daß die von Norden kommende Strömung kühl, die von Südwesten kommende dagegen warm gewesen ist; die Kreidegrünsande des Pariser Beckens bildeten sich also genau wie viele rezente Grünsande im Mischungsgebiet verschieden temperierter Strömungen.

Der Nachweis dieser Strömungsverhältnisse wirft nun ein neues Licht auf eine von FLICHE³⁾ festgestellte paläobotanische Tat-

¹⁾ Churfürsten-Mattstockgruppe, I, S. 108.

²⁾ Etude micrographique.

³⁾ Étude sur la flore fossile de l'Argonne (Albien-Cénomaniens). Bull. Soc. des Sciences de Nancy, Ser. II, Bd. XIV, Heft 30, 1895.

sache. FLICHE glaubt in den fossilen Hölzern, die zahlreich in den Phosphoriten des Gault-Grünsandes der Argonnen vorhanden sind, zwei Vegetationszonen zu erkennen, eine Flachlandszone mit tropischem Klima, in welcher hauptsächlich Cycadeen, Bennetiteen und Araucarien gediehen, und eine hauptsächlich Abietineen liefernde Hochlandszone mit kühlerem Klima und Jahreszeitenwechsel. FLICHE denkt dabei vermutlich¹⁾ an Gebirgszüge auf der benachbarten Ardenneninsel; wir haben aber keinerlei geologische Anzeichen dafür, daß das Ardennengebiet in der Kreidezeit sehr gebirgig war; die ganzen Sedimentationsverhältnisse sprechen viel eher für relativ geringe Höhenunterschiede, die zur Erzeugung zweier getrennter Florengebiete jedenfalls nicht ausreichten. Viel wahrscheinlicher ist es daher, wenn man die Florenmischung auf den Zusammenstoß der aus verschiedenen Klimazonen kommenden Meeresströmungen zurückführt. Die Phosphorithölzer weisen alle Anzeichen eines langen Meerestransports auf, sie sind häufig von Bohrmuscheln angebohrt, alle Blattreste fehlen vollständig. Ein Teil der Hölzer ist mit der südlichen Meeresströmung aus tropischen Gebieten gekommen, die Abietineen dagegen stammen aus nördlicheren Breiten. Eine Ansammlung von Treibhölzern wurde auch in den gl. Sedimenten der Agulhasbank beobachtet; hier sind es vermutlich nur tropische Hölzer, weil die kalte Westwindtrift nur wenig Gelegenheit hat, sich mit Treibholz zu beladen. Eher könnte man eine Zusammenschwemmung von Hölzern verschiedener Breiten im japanischen oder ostamerikanischen Gl.-Gebiet vermuten.

Wenden wir uns nun den außereuropäischen Kreidebildungen zu, so scheint es, als ob sich wenigstens für die Unterkreide ähnliche „Klimazonen der Halmyrolyse“ nachweisen ließen, wie wir sie im Untersilur und im Cambrium kennen lernten. Zwar ist das Fehlen von Gl. in den nordafrikanischen Epikontinentalbildungen der Unterkreide eine negative Tatsache von geringer Beweiskraft; dagegen findet sich im oberen Teil der indischen Umia-Gruppe ein Eisenoolith vom Alter der Apt-Stufe²⁾. Geht man aber noch weiter südwärts, so findet man in der Unterkreide von Patagonien und in der gleichaltrigen Uitenhage-Formation Südafrikas wieder Gl.-Sedimente³⁾. Wir haben also in dieser Periode ein nördliches und ein südliches Gl.-Gebiet, dazwischen ein äquatoriales Warmwassergebiet, in welchem noch Eisenoolithe gebildet werden konnten.

Im Zusammenhang mit den mittelkretazischen Transgressionen scheinen sich die kühlen Strömungen weiter äquatorwärts verschoben zu haben; denn wir finden gl. Sedimente im Cenoman von Spanisch-

¹⁾ Die Arbeit ist mir nicht mehr zugänglich und ich muß mich auf frühere, zu anderen Zwecken gemachte Auszüge stützen.

²⁾ HAUG, *Traité*, S. 1221.

³⁾ HAUG, *Traité*, S. 1229/30.

Guinea¹⁾ und im Senon von Süd-Indien²⁾. Daß die Oberkreide auch sonst, in nördlicheren und südlicheren Gebieten, sehr häufig als Grünsand entwickelt ist, bedarf keiner weiteren Erwähnung. In der oberen Kreidezeit hatte somit das kühle Tiefenwasser in den Ozeanen eine ähnlich weite Verbreitung wie in den heutigen Meeren; dies soll natürlich nicht heißen, daß die Strömungs- und Temperaturverhältnisse im einzelnen mit den heutigen übereinstimmend gewesen seien. Auf Abweichungen weist z. B. die Tatsache hin, daß das Senon des antarktischen Graham-Landes gl.-führend ist; unter den heutigen Verhältnissen entsteht in diesen hohen Süd-Breiten kein Gl. mehr.

Tertiär.

Die ozeanographischen Verhältnisse, welche der Gl.-Bildung günstig sind, haben im allgemeinen von der Kreidezeit bis jetzt angedauert. Jedoch macht sich das wärmere Klima, welches im allgemeinen dem europäischen Eocän zugeschrieben wird, auch in den halmyrolytischen Gesteinen geltend, da die Eocänschichten stellenweise Eisenoolithe enthalten. Bezeichnenderweise finden sich jedoch diese Eisenoolithe fast nur in den alpinen Nummulitenschichten, deren Sedimentationsgebiet durch das süddeutsche Festland zeitweise vor kalten Strömungen geschützt war. Die Eisenoolithbildung war auch hier nur während kurzer Perioden möglich, sie wird rasch wieder von der Gl.-Bildung abgelöst, wodurch die bekannte, von REIS (a. a. O.) näher untersuchte Vermengung von Eisenoolith und Gl. im Eocän des Kressenbergs zustande kam. Im Pariser Becken, das vor nordischen Strömungen weniger gut geschützt war als die alpinen Gebiete, fehlen die Eisenoolithe, dagegen sind gl. Sedimente häufig. An der Basis des Eocäns von Winterswyk nahe der deutsch-holländischen Grenze soll allerdings ein rotes oolithisches Erz erbohrt worden sein³⁾. Vielleicht haben wir hier ein Anzeichen dafür, daß auf kurze Zeit auch das westeuropäische Eocänmeer vor den nordischen Einflüssen geschützt war; einen sicheren Schluß läßt jedoch das wenig untersuchte Lager noch nicht zu, es wäre möglich, daß es sich um ein Trümmererz handelt wie bei Grandpré oder Salzgitter.

Daß in den europäischen Eocänmeeren kalte und warme Strömungen zusammenstießen, geht auch aus den Untersuchungen SEMPERs⁴⁾ hervor; man kommt also auf ganz anderer Basis zu denselben Ergebnissen über die ozeanographischen Verhältnisse des europäischen Eocänmeeres wie auf Grund der Gl.-Gesteine.

¹⁾ HAUG, *Traité*, S. 1297.

²⁾ HAUG, *Traité*, S. 1342.

³⁾ Vgl. BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT, *Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine*. 1913, S. 490.

⁴⁾ Das paläothermale Problem, speziell die klimatischen Verhältnisse des Eocäns in Europa und im Polargebiet. *Zeitschrift der Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 48, 1896, S. 261 ff. (vgl. bes. S. 298 u. 312/3).

Auch die jüngeren Sedimente des europäischen Tertiärs enthalten häufig gl. Einlagerungen; Eisenoolithe sind mir dagegen aus jüngeren Ablagerungen nicht bekannt geworden. Besonders gl.-reich sind gewisse oligocäne Sedimente, da durch die Transgressionen in der Oligocänezeit neue Meeresverbindungen geschaffen und so die Strommischung erleichtert wurde.

In der Jetztzeit ist die Gl.-Bildung in europäischen Meeren auf den Westrand der iberischen Halbinsel beschränkt; wahrscheinlich würde sich die Gl.-Bildung wieder über größere Teile Europas ausdehnen, wenn das europäische Festland durch neue Transgressionen überflutet würde.

Zusammenfassung.

Am Grunde des Meeres, in Gebieten langsamer Sedimentation vollzieht sich eine Gesteinszersetzung, welche in ihren Ursachen und Wirkungen große Ähnlichkeit mit der festländischen Verwitterung besitzt. Dieser Vorgang wird als Halmyrolyse bezeichnet. Eine häufige Folge der Halmyrolyse ist eine Anreicherung des Eisens in gelförmigen Mineralien. Das wichtigste Produkt der Halmyrolyse in den rezenten Meeren ist der Glaukonit. Er bildet sich unter dem Einfluß kalter, sauerstoffreicher Strömungen. Bei höheren Wassertemperaturen ist die Eisenanreicherung intensiver als bei der Glaukonitbildung; infolge des geringeren Sauerstoffgehalts des wärmeren Wassers entstehen aber dann meistens Eisenoxydulminerale verschiedener Art. Auf diesen Vorgang ist die Entstehung von Eisenoolithen und ähnlichen Gesteinen zurückzuführen, die sich in gewissen erdgeschichtlichen Perioden an Stelle der Glaukonitgesteine gebildet haben. Ihre Entstehungsbedingungen kann man nur indirekt ableiten, da rezente Eisenoolithe nicht bekannt sind. Sie konnten sich nur in Meeren bilden, die vor dem Einfluß des kalten Tiefenwassers und der kalten polaren Strömungen geschützt waren. Die Eisenoolithe und die glaukonitischen Sedimente lassen sich daher paläogeographisch und paläoklimatisch verwerten. Überblickt man die erdgeschichtliche Verbreitung der beiden Gesteinsarten, so ergibt sich, daß die aus ihnen zu ziehenden Folgerungen im allgemeinen mit den großen Zügen unserer bisherigen paläogeographischen und paläoklimatischen Anschauungen übereinstimmen. Das bisher verfügbare Beobachtungsmaterial macht es wahrscheinlich, daß der Große Ozean während des größten Teils der Erdgeschichte mit dem Pol in offener Verbindung stand und daher kaltes Tiefenwasser besaß, während das Tethysmeer häufig vor dem Zutritt kalter, polarer Strömungen geschützt war; diese Feststellung spricht für die Jugendlichkeit des nördlichen und südlichen Teils des Atlantik. In Zukunft werden die halmyrolytischen Gesteine ein wertvolles Hilfsmittel für die paläogeographische Einzelforschung bilden.