

DIE GLAUKONIT- UND GRÜND SANDABLAGERUNGEN IN NORDWEST-  
UND SÜDDEUTSCHLAND - BEMERKUNGEN ZU IHRER ENTSTEHUNG  
UND BEDEUTUNG

von

EWALD E. KOHLER<sup>+)</sup>

ZUSAMMENFASSUNG

Das blättchenförmige Tonmineral Glaukonit gehört zur Familie der dioctaedriscen 2:1-Schichtsilikate. Es erscheint in Sedimenten in zwei morphologischen Erscheinungsformen, nämlich in den feinsten Kornbereichen als Glaukonitglimmer und im Bereich der Sandkornfraktionen als Aggregate der Glaukonitglimmer, den Glaukonitkörnern. Die wichtigsten zur Glaukonitanalyse notwendigen Eigenschaften werden vorgestellt. Die im Nordwest- und Süddeutschen Raum zum Absatz gekommenen Glaukonitbildungen werden aus paläogeographisch-geologischer Sicht beschrieben und die wahrscheinlichen und möglichen mineralogischen und chemischen Ausgangsprodukte, die zur Glaukonitbildung führen, werden diskutiert. Auf die wissenschaftliche und technologische Bedeutung der Glaukonite wird abschließend eingegangen.

ABSTRACT

The micaceous clay mineral "glaucanite" belongs to the group of the dioctahedral layer silicates. The mineral appears in two morphological forms: glaucanitic mica and glaucanite pellets. Analytical criteria for the examination of glaucanites are presented. A description of the Northwestern and Southern German glaucanitic sediments is given from palaeogeographical and geological point of view. The genetic importance of mineralogical and chemical material is discussed in regard to the origin of glaucanites. Concluding remarks on the scientific and technological significance of glaucanites gives some additional information.

---

<sup>+)</sup> Dr. Ewald E. Kohler, Lehrstuhl f. Mineralogie der Technischen Universität München, Lichtenbergstraße 4, 8046 Garching

## 1. Allgemeines

Glaukonit führende Gesteine treten in zahlreichen geologischen Stufen seit dem Kambrium auf. In Mitteleuropa und speziell in Deutschland sind die mächtigsten Glaukonitablagerungen während der Kreidezeit und im Tertiär zum Absatz gekommen (Abb. 1). Ihre Entstehung ist mit jenen weltweit wirksamen gebirgsbildenden Bewegungen in Zusammenhang zu bringen, die z.B. zur Faltung der in den alpinen Ablagerungsräumen im Mesozoikum angesammelten Sedimentmassen führten. Abgesehen von einigen Glaukonitablagerungen in der germanischen Trias und im Jura (ausseralpines Gebiet), sind jedoch nur die "Grünsandsteinablagerungen" der alpinen und germanischen Kreide und des Tertiärs durch mächtige Glaukonitvorkommen gekennzeichnet.

### 1.1 Nord- und Nordwestdeutschland

Im Norden Deutschlands transgredierte das Neokommeer im Valendis/Apt südwärts bis zum Eggegebirge und es kam im Hauterive zunächst zur Bildung der Trümmererzlagerstätten von Salzgitter, an der Wende Apt/Alb entstanden die glaukonitführenden Rothenberger Sandsteine und im Alb die Egge- und Osninggrünsandsteine. Die große Alb - Cenoman Transgression überflutete die Nordküste des mitteldeutschen Festlandes und es bildete sich im Cenoman des Münsterlandes eine bedeutende Grünsandfazies aus, die auch das nördliche Harzvorland kennzeichnet. Auch im Turon ist die Uferfazies des Nordsaumes des Rheinischen Gebirges durch eine konglomeratische Basis und mächtige Grünsandlagen gekennzeichnet. Die zyklische Sedimentation im Cenoman und Turon mit ihren verschiedenen Glaukonitabfolgen hat auf die Theorie von einer epirogenetischen Beeinflussung der Glaukonitbildung nachhaltig eingewirkt. An der Wende Emscher - Senon erfuh ganz Norddeutschland die in mehreren Phasen gegliederte subherzynische Gebirgsbildung. Der Emscher ist am Harz und in Westfalen sandig - glaukonitisch mit Lücken und Diskordanzen ausgebildet. Infolge einer erneuten Transgression im Santon kommt es zu Aufbereitungserscheinungen (Eisenerzlagerstätten von Ilsede, Peine, Lengede) mit sandiger Fazies wie bei der Unterkreidetransgression des Neokommerees. Diesen Trümmererz folgt im Campan der Absatz verschiedener Glaukonit führender Sande, Mergel und Sandsteine. Im Paläozän und Eozän ist der größte Teil Mitteleuropas Festland, nur im norddeutschen Tiefland stößt das Meer noch nach Süden vor und lagert Glaukonite ab. Diese Transgression erreicht im Eozän einen ersten Höhepunkt, ein zweiter folgt im Oligozän. Die Glaukonitvorkommen im Oligozän und im Mittelmiozän sind die letzten größeren Glaukonitablagerungen im norddeutschen Raum, bevor das Meer endgültig zurückweicht.

### 1.2 Süddeutschland

Die süddeutschen Grünsandsteinvorkommen bzw. Glaukonitablagerungen der Kreide und Tertiärzeit sind ebenfalls in mehreren Abfolgen zum Absatz gekommen, die z.T. mit den Abfolgen im norddeutschen Raum korreliert werden können.

### 1.2.1 Alpiner Raum

Die alpine Unterkreide zeigt im Bereich der helvetischen Zone mehrere Glaukonitabfolgen, von denen die Gaultgrünsandsteine und Gaultmergel durch mehrere Schichtserien gekennzeichnet sind. Die Ausbildung des helvetischen Troges auf dem nördlichen Schelfsaum der alpinen Geosynklinale begann bereits im Jura und fand ihren Abschluß bei der Gebirgsfaltung im Jungtertiär. Die Sedimente sind vorwiegend Flachwasserablagerungen, denen Glaukonitlagen eingeschaltet sind, die mit Transgressionen des Tethysmeeres parallel gehen. Man unterscheidet ein nord-, mittel- und südhelvetisches Faziesgebiet. Stets deuten Abfolgen wie Grünsand - Kalk - Mergel auf die transgredierende Wirkung des Meeres hin. Obwohl das helvetische Becken die ganze Oberkreide hindurch bis zur Trockenlegung bei der Auffaltung der Sedimente eine wechselvolle geologische Aktivität erlitt, ist der Flachseecharakter stets dominierend, wobei der helvetische Trog von West nach Ost verlaufend, gegen Osten zu immer flacher wird. Aus der schematischen Darstellung der eozänen Tröge nach HAGN (Abb. 2) lassen sich diese Bauelemente des nördlichen Schelfsaumes der alpinen Geosynklinale gut erkennen. Sie dürften in der dargestellten Form auch in der Oberkreide faziesbestimmend gewesen sein. Terrigene Einflüsse sind vorwiegend von der Rheinisch-Böhmischen Masse und der Intrahelvetischen Schwelle zu erwarten. Letztere war als trennende Barriere zwischen Süd- und Nordhelvetikum seit der Oberkreide wirksam. Sie ist später im Eozän sogar als submarine Barriere erhalten. Ähnliche Fazies bestimmende Einflüsse bei der Tonmineralvergesellschaftung sind für die Prävindelezische Auftragung und den Cetischen Rücken anzunehmen. Metamorphes Kristallin ist das vorherrschende Gestein dieser Schwellen, doch kommt es auch zur Aufbereitung karbonatischer Ablagerungen. Der südlich des Cetischen Rückens anschließende Flyschtrogl war ein Tiefseebecken.

Die Glaukonitvorkommen des ostalpinen Flyschtroges treten aber in den Hintergrund, im Kalkalpin verschwinden sie völlig. Größere Glaukonitablagerungen in den Schichten der Molasse sind auf das Burdigal sowie das untere und mittlere Helvet beschränkt.

### 1.2.2 Ostbayern

Der ostbayerische kretazische Ablagerungsraum ist eine zwischen der Böhmischen Masse und dem Alpenrand östlich der Isar eingebettete Saumtiefe des alpinen Schelfmeeres. Sie hebt sich in Mittelfranken heraus und hat ihr Senkungszentrum im niederbayerischen Innviertel. Die von Südosten mit Beginn des Cenomans einsetzenden Meeresingressionen erreichen im Coniac bis in das Campan einen Höchststand. Als Untergrund der ostbayerischen Oberkreide ist nach TILLMANN (1964) im SW-Teil hoher weißer Jura anzunehmen, mit Annäherungen an das vorcenomane Hebungszentrum des Böhmer- und

Oberpfälzer Waldes im NE tiefere Horizonte des Malm. Am Ostende der Bodenwöhrer Senke transgrediert die Kreide auf dem kristallinen Grundgebirge. Für die im ostbayerischen Kreidebecken abgesetzten Sedimente kommen mehrere Liefergebiete in Betracht. Ein Teil der Sedimente ist von dem bei der Ingression aufbereiteten mesozoischen Material herzuleiten. Nach SALGER (1965) lieferte außerdem die Böhmisches Masse die sandige Komponente mit Illit, Kaolinit und periodenweise Chlorit in der Tonfraktion. Aus dem Jura und zum Teil aus dem darunter bloßgelegten Trias wurde vor allem die tonig - kalkige Komponente mit Montmorillonit und Illit in der Tonfraktion in das flache Becken geschüttet. Die im Unteren Cenoman einsetzenden Erzbildungen der Amberger Erzformation sind mit der fortschreitenden Malmverwitterung im W und NW des eindringenden alpinen Meeres in Zusammenhang zu bringen. Während die Eisenerzfazies beckenwärts allmählich abnimmt, kann eine deutliche stratigraphische Beziehung zwischen der Erzbildung im Amberger Raum und der Glaukonitbildung im SE des Beckens festgestellt werden. (Abb. 3)

## 2. Allgemeine Eigenschaften der Glaukonite

Der Name Glaukonit (griechisch = glaukos: Farbe des Mondes, strahlendes Auge - lateinisch: glaukos = Caesius, d.i. blau-grau) wird erstmals von BRONGNIART im Jahre 1823 zur Beschreibung jener einige zehntel u großen, hell- bis dunkelgrünen Körnchen gebraucht, die bis in die Gegenwart hinein die Geowissenschaften vor einige Rätsel gestellt haben.

Glaukonite sind stets an marines Milieu gebunden und somit ein eindeutiger Faziesindikator. Die wenigen beschriebenen Vorkommen von "terrestrischen" Glaukoniten (z.B. PORRENGA 1968, PARRY & REEVES 1966) bedürfen einiger kritischer Untersuchungen. Das blättchenförmige Tonmineral Glaukonit ist ein dioktaedrisches Wechsellagerungsmineral mit meist mehr  $Fe^{+++}$  als  $Al^{+++}$  in den Oktaederzentren der 2 : 1 Silikatschichten (Abb. 4). Grundsätzlich sind zwei verschiedene morphologische Erscheinungsformen im autochthonen Sediment zu unterscheiden:

- a) Glaukonitglimmer der Feintonfraktion  $\leq 2 \mu \emptyset$  und
- b) Glaukonitkörner der Grobton- und Sandkornfraktionen.

Glaukonitkörner (Abb. 5-8) sind Aggregate der Feinton - Glaukonitglimmer (Abb. 9 u. 10) und weisen eine große Vielfalt an Kornformen auf. Entsprechend der Unterscheidung zwischen Glaukonitglimmer und Glaukonitkörner lassen sich folgende Erscheinungsformen als typisch bezeichnen:

1. Hohlraumausfüllungen verschiedenster Organismen, allen voran der Foraminiferen.
2. Körner, die aus detritischen Tonmineralen oder umgewandelten Biotiten herzuleiten sind.
3. Körner, die aus Gesteinsdetritus herzuleiten sind

4. Körner, die als Umwandlungsprodukte von Kotpillen oder Schlammkügelchen anzusehen sind.
5. Körner, die z.T. kalkige Teile von Mollusken ersetzt haben.
6. Glaukonitkörner, deren Gestalt in keinerlei Beziehung zu Organismen zu bringen ist.
7. Glaukonitglimmer als Überzug von detritischen Mineralen wie Quarz, Feldspat oder Calcit.
8. Glaukonitglimmer als Zement zwischen anderen Mineralbestandteilen (sehr häufig und doch in den meisten Untersuchungen nicht berücksichtigt).
9. Glaukonitglimmer als Überzug auf Phosphoritknollen.

Daneben lassen sich noch eine Reihe von morphologischen Eigenschaften an Glaukonitkörnern erkennen, die von allgemeiner Bedeutung sind:

1. Kugelige oder ovale Gestalt der Körner - sie kommen gewöhnlich als Einzelindividuen vor oder können zu warzenförmigen Aggregaten zusammengeballt sein. Ihre Gestalt ist vielfach bedingt durch chemische oder kolloidale Ausfällung.
2. Plattige Glaukonitkörner - weniger durch einseitigen Druck im Sediment entstanden als vielmehr durch besondere genetische Vorgänge beeinflusst. Dazu können auch Umlagerungsbeanspruchungen gehören.
3. Warzige Körner - ihre Gestalt ist meist irregulär und die Körner zeigen oft Nähte und Risse.
4. Gelappte Körner - diese Körner zeigen oft tiefe Risse, die als Dehnungs- oder Schrumpfrisse gedeutet werden.
5. Zusammengesetzte Körner - sie erreichen bis zu 4 mm Durchmesser. Es sind oft kleinere Glaukonitkörner einer älteren Generation, die in einer helleren Glaukonitmatrix einer jüngeren Generation eingebettet sind.
6. Vermikulitähnliche Glaukonitkörner - sie sind wie eine Ziehharmonika gestaltet und aus glimmerartigen Paketen zusammengesetzt.
7. Kapsel- oder patronenförmige Glaukonitkornwalzen - sie haben abgerundete zylindrische Gestalt und einen runden Querschnitt senkrecht zur langen Achse der Walze (Abb. 5).

Ausführlichere Angaben zur Morphologie der Glaukonite sind bei MILLOT (1970) oder TRIPLEHORN (1966) zu finden.

In allochthonen Glaukonit führenden Sedimenten unterscheidet sich die tonmineralogische Zusammensetzung der Glaukonitkörner und der Feintonfraktion  $\leq 2 \mu \emptyset$  sehr oft. Meist fehlen die Glaukonitglimmer in der Feintonfraktion  $\leq 2 \mu \emptyset$ . Die Glaukonitglimmer zeigen entweder wie Illite gut begrenzte leistenförmige bis blättchenförmige Kristallformen oder sie haben mehr die flockige Ausbildung montmorillonitischer Tonminerale.

Glaukonitglimmer bzw. Glaukonitkörner können röntgenographisch sehr leicht von ähnlich gebauten Chloritkügelchen oder Apatitknöllchen unterschieden werden. Nach THOMPSON & HOWER (1975) lassen sich die Glaukonite entsprechend ihrem tonmineralogischen Aufbau in drei Klassen untergliedern:

1. Glaukonite mit mehr als 25 % quellfähigen Montmorillonit-schichten und willkürlicher Wechsellagerung (vergl. Abb.4).
2. Glaukonite mit 10 - 25 % quellfähigen Montmorillonit-schichten (Allevardit - Typ).
3. Glaukonite mit 10 % (manche bis 15 %) und weniger Montmorillonitschichten und Ausbildung einer 1M - II - Überstruktur.

In einer früheren Arbeit von BURST (1958) werden die eigentlichen Glaukonite in gut geordnete 1M- und schlecht geordnete 1Md - Glaukonite unterteilt. Die 1M-Glaukonite zeigen scharfe und symmetrische Peaks bei  $10.1 \text{ \AA}$ ,  $4.53 \text{ \AA}$  und  $3.3 \text{ \AA}$ . Außerdem sind die Röntgenreflexe (112) und ( $\bar{1}\bar{1}\bar{2}$ ) bei  $3.6$  bzw.  $3.66 \text{ \AA}$  stets vorhanden, während sie bei den 1Md-Glaukoniten fehlen. Letzere haben auch asymmetrische und verbreitete Basisreflexe.

Die zur Glaukonitdiagnose wichtigen weiteren Eigenschaften sind in der Übersichtstabelle 1 zusammengestellt.

### 3. Glaukonitbildung

Für die Glaukonitbildung ist bis heute noch keine allgemein gültige Theorie entwickelt worden und es sieht beim gegenwärtigen Stand der Forschung so aus, als wären die in den verschiedensten Ländern bisher erkannten und bearbeiteten rezenten und fossilen Glaukonitvorkommen nicht unbedingt auf einen einheitlichen genetischen Prozeß zurückzuführen. Aus der Fülle von Literatur (zusammengestellt von KOHLER 1977) lassen sich etwa vier Grundmeinungen zur Glaukonitbildung herauslesen, die im folgenden kurz zitiert werden:

- Theorie I : Glaukonit entsteht durch Diagenese eines Fe-Al-Si - Gels in Organismen.
- Theorie II : Glaukonit entsteht durch Umwandlung von Biotiten oder anderen glimmerartigen Tonmineralen.

Theorie III: Glaukonit entsteht durch chemischen Ersatz aus Mineralen wie Quarz, Feldspat, Phosphat, Augit, Olivin, Hornblende, Orthoklas, Glimmer, Phonolith, vulkanischem Glas, Mikroklin sowie Andesit und Rhyolith.

Theorie IV: Glaukonit entsteht durch Anlagerung von Ionen und Ionenkomplexen an 2 : 1 - Schichtsilikatrelikte.

So grundverschieden diese vier Theorien auch sein mögen, so sind sie aber im Hinblick auf den Chemismus einander verwandt. Theorie II und III lassen sich auf einen chemischen Vorgang zurückführen, nämlich auf die Substitution von Mineralen durch Ionen und Molekülgruppen, wie sie im Meer vorhanden sind. Theorie I und IV sind ebenfalls aufgrund der ähnlichen Reaktionskinetik der Reaktionspartner in einer Gruppe zusammenfaßbar und zwar handelt es sich in beiden Fällen um eine Neubildung.

Die Geochemie der Glaukonitvorkommen ist durch das bei der Glaukonitbildung herrschende Milieu bestimmt. Dieses Milieu ist ein komplexes System von Wechselwirkungen zwischen dem chemischen Lösungssystem "Meer" und dem "Bodensatz", also den Grundsedimenten und den darin abgelagerten Tonmineralen. Sowohl das Meerwasser als auch die darin abgelagerten Sedimente sind vom Festland in irgend einer Weise beeinflußt. Bei der Gesteinsverwitterung reichern sich die stabileren Minerale als Verwitterungsreste noch auf dem Festland an, die leicht löslichen Alkalien und Erdalkalien sowie die feinkörnigen Verwitterungsreste gelangen mit den Verwitterungslösungen ins Meer. Dort lagern sich die in der Verwitterungslösung verfrachteten löslichen und unlöslichen Bestandteile ab und es kann zur Mineralneubildung kommen.

Die Frage nach der Herkunft der chemischen Bestandteile der Glaukonite setzt die genaue Kenntnis der Sedimentationsbedingungen zur Zeit der Ablagerung bzw. der Neubildung der Glaukonite voraus. Aufgrund paläontologischer und geologischer Untersuchungen lassen sich charakteristische Aussagen über den Biotop urweltlicher Meere machen, die für die Rekonstruktion des einstigen marinen Milieus von Bedeutung sind. Vergleichende Untersuchungen des marinen Lebensraumes rezenter und fossiler Meere könnten zur Klärung der Glaukonitbildung beitragen, aber leider gibt es noch nicht genügend Untersuchungen rezenter Glaukonitvorkommen (Abb. 11), die den Anforderungen einer genauen Überprüfung des Glaukonitisierungsprozesses genügen könnten. Bei der Mehrzahl der bekannt gemachten Untersuchungsergebnisse über Glaukonite überwiegen die Untersuchungen zur Paläontologie und Ökologie fossiler Meere, kristallchemische und geochemische Untersuchungen sind erst in den letzten Jahren dazugekommen.

### 3.1 Möglichkeiten der Herkunft des Ausgangsmaterials für die Glaukonitbildung

Wie in Kapitel 3 dargelegt, können die zur Zeit der Glaukonitbildung in das Meer sich ergießenden Verwitterungslösungen Verwitterungsreste und lösliche Bestandteile der verschiedensten Gesteinstypen transportieren. Offensichtlich unabhängig vom Festlandscharakter bilden sich Glaukonite unter nicht immer übereinstimmenden Einflüssen. Glaukonite rezenter wie auch fossiler Meere zeigen aber stets ähnliche morphologische und chemische Beschaffenheit und können aufgrund der hohen Eisengehalte zu den sedimentär gebildeten marinen Eisenerzen gezählt werden. Grundsätzlich können sich Metallverbindungen im Meer dort anreichern, wo sie nicht durch terrigene, vulkanische oder biogene Stoffe verdünnt werden (SEIBOLD 1973). Hinzu kommen noch mechanische und chemische Konzentrierungsprozesse. Die Frage nach der Herkunft der Elemente bzw. der Baueinheiten, die bei der Glaukonitbildung eine wesentliche Rolle spielen, ist neben dem eigentlichen Glaukonitisierungsvorgang ein Kernproblem der Glaukonitbildungstheorien.

Folgende Möglichkeiten der Elementherkunft bieten sich an:

#### 3.1.1 Fällung aus dem Meerwasser

Die im Meerwasser gelösten Elemente stehen in einem komplizierten Gleichgewicht zwischen Lösung und Fällung. Von den im Glaukonitglimmer gebundenen Hauptelementen sind K und Mg viel häufiger vertreten als Al, Si und Fe.

Nach BRAUN (1962) ist die Konzentration an chemisch gelösten und an mechanisch aufgewirbelten Stoffen dicht über dem Meeresboden am größten. Die in diesem Bereich ausgefällten Verbindungen sedimentieren nicht sofort, sondern können in feinsten Verteilung noch lange in Schwebelag bleiben. Diese kleinsten Teilchen, insbesondere die Eisenhydroxide, Aluminiumhydroxide und die Kieselsäure bilden hydrophile Teilchen, die durch Hydratation in Sole übergehen, die durch Elektrolyte schließlich ausgefällt werden. Ein Teil der im Meerwasser vorhandenen Spurenelemente ist vielfach an organische oder anorganische Partikel gebunden und kann dort stark angereichert sein. Die Gehalte an Cu, Ni, Mo, Zn und Mn im Ozean sind jedoch zu gering, um eine direkte Ausfällung dieser Kationen zu bewirken.

#### 3.1.2 Zufuhr vom Land durch die Verwitterungslösungen

Bei der Zufuhr vom Land sammelt sich im Bereich des Kontinentalschelfs und des Kontinentalabhanges die Hauptmenge der Verwitterungsprodukte in der Korngrößenklasse  $< 20 \mu \text{Ø}$  an. Die im Schwebelag der Verwitterungslösungen dem Meer zugeführten Verwitterungsrückstände bestehen im größeren Korngrößenbereich hauptsächlich aus Quarz, im feineren Bereich aus verwitterten Tonmineralen. Biotit ist das häufigste Glimmermineral der magmatischen Gesteine, Muskowit bzw. dioktaedrischer Illit das der Sedimentgesteine; Quarz, Muskowite, Chlorite und Feldspäte sind



häufige und verwitterungsbeständige Minerale der metamorphen Gesteine. Nach CLARKE & WASHINGTON (1924) bestehen die Kontinentalsockel bis zu 16 km Tiefe etwa zu 95 % aus magmatischen Gesteinen, 4 % davon bilden die metamorphen Gesteine und nur 1 % sind Sedimentgesteine. In Übereinstimmung mit den paläogeographischen Befunden der deutschen Glaukonitvorkommen und den in der Literatur beschriebenen rezenten und fossilen Vorkommen (Abb. 12) in anderen geologischen Formationen sind die Glaukonite küstennahe Flachwasserbildungen der Kontinentalschelfe. GALLIHER (1935a und 1935b) sah in dem hohen "theoretisch" sich ergebenden Biotitanteil der Verwitterungslösungen, der dem Meer zugeführt wird, ein wichtiges Indiz für die Theorie von der Entstehung der Glaukonitglimmer aus Biotit. Der hohe Biotitanteil im Schweb der Verwitterungslösungen kann aber erheblich reduziert sein, wenn man berücksichtigt, daß die Glaukonitbildung oft durch Aufarbeitung, Emersionen, Schichtlücken und ähnliche Transgressionserscheinungen begleitet ist. Durch die wiederholte Aufbereitung von Sedimentgesteinen erhöht sich der Anteil von Muskowit, Illit, Montmorillonit und Chlorit in den Verwitterungslösungen, so daß Biotit bei weitem nicht mehr so vorherrschen muß. Außerdem ist nicht leicht erklärbar, woher die zur Glaukonitbildung notwendigen Biotitmengen stammen sollen. Die Tonminerale, die dem Meer zugeführt werden, sind beim mechanischen Transport von Eisen von großer Bedeutung. Tonminerale können Eisen als Hauptbestandteil oder als Nebenbestandteil im Kristallgitter enthalten oder Eisenoxide auf den Tonmineraloberflächen gebunden haben. Beide Fälle sind gerade bei den Glaukoniten sehr ausgeprägt.

### 3.1.3 Abgabe von Elementen durch organische Substanzen

Organische Substanzen, z.B. Algen können J, Ni, As, Zn, V, Ti, Cr und Sr stark anreichern. Für das Pflanzenwachstum im Meer sind die Elemente N, P, Fe, Zn, Cu, Mn und Co sehr wichtige Elemente. Die Organismen des Meeres spielen in jedem Fall beim Transport der Metallkationen eine wichtige Rolle. Auf dem Boden der Kontinentalschelfe, aber auch in der Tiefsee setzt die bakterielle Mineralisation der organischen Substanzen diese Ionen weitgehend frei. Von der Monterey Bay (Californien), in der authigen gebildeter Glaukonit vor allem am Kontinentalabhang angereichert ist, wo die Sedimentationsrate niedrig ist (HEIN et al., 1974), liegen Untersuchungen vor, die auf die enge Wechselbeziehung zwischen absterbenden Organismen und die Glaukonitbildung hinweisen.

### 3.1.4 Abgabe von Elementen durch das Sediment

Nach SEIBOLD (1973) können im Sediment der Meere Metallverbindungen vor allem dann gelöst und mobilisiert werden, wenn organische Substanzen vorhanden sind. Deren Zersetzung verbraucht Sauerstoff, der in den obersten Zentimetern feinstkörniger Sedimente vom sauerstoffhaltigen Meerwasser nachge-

liefert werden kann. Darunter beginnt das reduzierende Milieu des Porenwassers, in dem sich z.B. Fe bis 20-fach gegen den Gehalt im Meerwasser, Mn bis 160-fach anreichern kann. Cu, Ni, Co, Sr kann 2-5 fach und Zn bis 35-fach angereichert sein.

Bei den meisten bisher bekannt gewordenen rezenten Glaukonitvorkommen kann man annehmen, daß die zum Aufbau der Glaukonitstruktur benötigten Hauptelemente Si, Al, Fe und K direkt aus dem marinen Sediment bzw. der Grenze Meer/Sediment entstammen, und nicht von Verwitterungslösungen herrühren. Dadurch ist die Glaukonitgenese in enge Beziehung zur Chamositbildung zu bringen (KÖHLER 1976a).

Der Glaukonitbildung ist in der Literatur (KÖHLER 1977) sehr viel Platz eingeräumt, die Grundthesen zur Glaukonitbildung lassen sich durch sehr viele Veröffentlichungen hindurch auf einige wenige Autoren zurückverfolgen. Eine Diskussion sämtlicher Theorien an dieser Stelle ist nicht beabsichtigt. Ein großer Teil unseres Wissens über Glaukonite ist durch deutsche Geowissenschaftler in den letzten 120 Jahren erforscht worden (ROEMER 1854, von der MARCK 1855, HAUSHOFER 1866, 1868, v. GÜMBEL 1886, HUMMEL 1922-1931, BERZ 1921-1926). Daß das Glaukonitproblem auch heute noch nicht ganz geklärt ist, liegt vor allem an der geringen wirtschaftlichen Bedeutung und dem daraus resultierenden verminderten Interesse am Auffinden rezenter Glaukonitvorkommen. Somit fehlt die Hauptmotivation, die für die Lösung des Glaukonitproblems von entscheidender Wichtigkeit wäre. Nach dem jetzigen Stand der Glaukonitforschung beginnt die Glaukonitbildung mit der Ausfällung der zum Mineralaufbau notwendigen Metallkationen aus dem Meerwasser oder z.T. aus den Porenlösungen der Grundsedimente. Das Einsetzen der Glaukonitbildung im reduzierenden Milieu ist die Folge komplexer Wechselwirkungen zwischen sich zersetzenden Organismen, Redoxpotential und dem Lösungssystem Meerwasser - Grundsediment. Im Experiment konnte HARDER (1978) die Glaukonitbildung unter natürlichen Bedingungen bei niederen Temperaturen beweisen.

Die Glaukonitbildung nimmt ihren Anfang mit kieselsäurereichen Metall-Hydroxid-Niederschlägen an der Grenze Meerwasser - Sediment und führt offensichtlich über eisenreiche montmorillonitische Zwischenstufen schließlich zum Glaukonitglimmer. Aber erst durch diagenetische Vorgänge im Sediment erfolgt die Glaukonitisierung der 2 : 1 - Silikatkomplexe und die endgültige Aggregierung der Glaukonitglimmer zu den Glaukonitkörnern. VELDE (1976) schlägt drei verschiedene Serien von "montmorillonitähnlichen Zwischenstufen" vor, die alle zum Glaukonit führen können:

I. Montmorillonit + Kaolinit + Nontronit / Smektit  $\longrightarrow$   
 $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$  - reiche Glaukonit-Nontronit-Wechselagerungsstruktur  $\longrightarrow$  Al-reiche Illit-Smektit-Wechselagerungsstruktur  $\longrightarrow$  Glaukonit-Nontronit-Wechselagerung  $\longrightarrow$  *Glaukonitglimmer*.

- II. Nontronitischer Smektit + Kaolinit + Eisenoxid  $\longrightarrow$  Nontronit + Kaolinit  $\longrightarrow$  Glaukonit - Nontronit-Wechsel-lagerung  $\longrightarrow$  *Glaukonitglimmer*.
- III. Nontronitischer Smektit + Kaolinit + Eisenoxid  $\longrightarrow$  Nontronit + Eisenoxid  $\longrightarrow$  Glaukonit - Nontronit-Wechsella-gerung + Eisenoxid  $\longrightarrow$  Glaukonit-Smektit-Wechsella-gerung  $\longrightarrow$  *Glaukonitglimmer*.

Grundsätzlich soll die Glaukonitbildung sowohl von einem eisenreichen als auch einem eisenarmen Ausgangsmaterial ausgehen können. Während VELDE eher die These von einer *Umwandlung* detritischer Ausgangs-Komponenten zu Glaukonitglimmer vertritt, plädieren KOHLER & KÖSTER (1976) aufgrund der hohen Zwischenschichtladungen pro Formel-einheit (etwa 0.6) der *quellfähigen* Zwischenschichten der Glaukonite für eine *totale Neubildung*.

Die große Formenvielfalt der Glaukonitkörner ist darauf zu-rückzuführen, daß die Glaukonitisierung zwar in erster Linie ein chemischer Vorgang ist, daß aber die Kornbildung unter den verschiedensten Bedingungen erfolgen kann (vergl. Ka-pitel 3).

VELDE (1976) konnte sogar zeigen, daß jedes Glaukonitkorn in ein und derselben Probe ein abgeschlossenes chemisches System darstellt. Bei allen Glaukonitvorkommen ist für weitergehen-de Aussagen von entscheidender Wichtigkeit, ob diese auf pri-märer Lagerstätte liegen oder umgelagert sind. Nur primäre Glaukonite eignen sich wirklich zum Studium der paläo-ökolo-gischen Bedingungen der Bildungsräume bzw. für stratigraphi-sche Zwecke (z.B. radiometrische Altersdatierungen, dazu KOHLER & KÖSTER 1979).

#### 4. Bedeutung der Glaukonite

Mit der Erforschung des Tonminerals Glaukonit haben sich in den letzten 150 Jahren Geologen, Mineralogen, Paläontologen, Petrographen, Bodenkundler und in jüngster Zeit auch zuneh-mend Chemiker und Physiker befaßt. Je nach den Interessen-schwerpunkten der Bearbeiter wurden Fragen der Genese, der Morphologie, der Struktur oder andere spezielle Eigenschaf-ten des Glaukonites erforscht.

Im Augenblick hat die Wirtschaft, abgesehen von einigen Be-reichen des Erdöl- und Hüttenwesens, noch kein großes Interes-se am Glaukonit und dessen spezifischen Eigenschaften. Der Motor für das Interesse, das dem Glaukonit gegenwärtig von Seiten der Wissenschaft entgegengebracht wird, liegt aus-schließlich in seiner Brauchbarkeit als natürliche Modell-substanz, an der zahlreiche Fragen der rezenten und fossilen Mineralisation und Sedimentbildung studiert werden kön-nen.

Zur Zeit zeichnen sich mehrere Schwerpunkte ab, in denen Glaukonite Gegenstand intensivster Erforschung sind. Folgende Themen lassen sich aus der zahlreich veröffentlichten Literatur erkennen:

#### 4.1 Marine Eisenerze

Glaukonit ist neben Chamosit das einzige rezent gebildete, marin-sedimentäre Eisenmineral, das relativ häufig vorkommt. Eine Lösung des Glaukonitisierungsprozesses verspricht grundsätzliche Erkenntnisse zur Bildung der marin-sedimentären Erzlagerstätten und trägt bei zur Aufklärung der Wechselwirkung zwischen dem chemischen Lösungssystem "Meer" und den daraus ständig neu erwachsenden Mineralen (KÖHLER 1976a,b).

#### 4.2 Paläogeologie

Glaukonit kommt sowohl rezent als auch fossil vor. Die an rezenten Glaukoniten meßbaren Parameter und erkennbaren Zusammenhänge ließen sich auf fossile Vorkommen übertragen und ergäben wertvolle paläogeographische Auskünfte.

#### 4.3 Altersbestimmung

Glaukonit ist das einzige Tonmineral, von dem mit großer Sicherheit gesagt werden kann, daß es authigen gebildet wird. Unter der Annahme, daß Glaukonit durch diagenetische bis niedriggradig metamorphe Einflüsse nicht beansprucht wurde, können mit Hilfe der radiometrischen Altersbestimmung relativ genaue absolute Altersangaben gemacht werden, die bisherige geologische Altersangaben bestätigen oder korrigieren können.

#### 4.4 Faziesindikation

Aufgrund der Spurenelementassoziation und der tonmineralogischen Zusammensetzung der Glaukonite und des Muttergesteins können verschiedene Faziesräume unterschieden werden. Zusätzliche Milieuunterschiede lassen sich durch morphologische Kriterien ableiten.

#### 4.5 Kristallchemie der Schichtsilikate

Die Verteilung der Haupt- und Spurenelemente im Silikatgitter, sowie die daraus resultierende Ladungsverteilung im Gitterverband sind für die Gesamtheit der Tonminerale von Interesse und lassen mögliche genetische Aussagen wahrscheinlicher als alle bisher vorgebrachten Lösungsvorschläge erscheinen.

#### 4.6 Verwitterungsvorgänge

Die Eigenschaften der Glaukonite, als Elektronenaustauscher zu wirken, lassen den Glaukonit als ideale natürliche Modellsubstanz zum Studium der Verwitterungsvorgänge Verwendung finden (KÖSTER 1965).

#### 4.7 Ionenaustauscher

Bedingt durch seine spezifischen Gittereigenschaften ist der Glaukonit ein idealer natürlicher Ionenaustauscher, der unter Umständen synthetischen Harzen überlegen sein kann. Dies trifft vor allem für die Abtrennung radioaktiver Isotope aus Lösungen zu (KÖHLER 1976c). Durch Erhitzen von Glaukonit läßt sich das Austauschvermögen auf etwa 100 mval/100 g steigern. Bei entsprechender Vorbehandlung können somit Glaukonite andere natürliche Ionenaustauscher wie Vermikulite, Illite und Bentonite ersetzen. Die Ölindustrie verwendete Glaukonite als Reinigungsmittel für Rohöl.

#### 4.8 Andere technische Verwendungsmöglichkeiten

Gekollerte Glaukonite eignen sich aufgrund ihrer Plastizität als Zuschläge zu Formsanden. Früher wurde Glaukonit auch als Glasfärbemittel sowie als Pigment in der Farbindustrie verwendet. Wegen des relativ hohen Kaliumgehaltes der Glaukonite würden sich diese auch als Düngemittelerersatz anbieten.

#### 4.9 Denkmalpflege

Zahlreiche Kunstdenkmäler von außerordentlicher architektonischer Bedeutung sind aus Grünsandsteinen erbaut. Die rasche Verwitterung, die vor allem auf die Glaukonite zurückzuführen ist, stellt die Denkmalpfleger vor große Probleme. Sanierungsmaßnahmen wie z.B. an den Kirchen von Soest/Westf. oder am Regensburger Dom sind nur sinnvoll, wenn auf die speziellen Eigenschaften der Glaukonite eingegangen wird.

LITERATURVERZEICHNIS

- BERZ, K.C. (1921) Untersuchungen über Glaukonit. Jber. ober-rhein. geol. Ver., N.F., 10, 74 - 93, Stuttgart.
- (1926) Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate, insbesondere der chamositischen Substanzen. Fortschr. Geol. Paläont., 11, 365 - 521, Berlin.
- BRAUN, H. (1962) Zur Entstehung der marin sedimentären Eisen-erze. Gebrüder Borntraeger, Stuttgart.
- BRONGNIART, A. (1823) Mémoire sur les Terraines des Sédiments Supérieurs Calcaréo-Trappéens du Vicentin. Levrault, Paris.
- BURST, J. (1958) Mineral heterogeneity in "glauconite pellets". Amer. Mineralogist, 43, 481 - 497, Washington.
- CLARKE, F.W. (1924) The data of geochemistry (4th edition). Bull. US GeolSurv., 770, 841 pp. Washington.
- GALLIHER, E.W. (1935a) Geology of glauconites. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 19, 1569 - 1601, Tulsa.
- (1935b) Glauconite genesis. Geol. Soc. Amer. Bull. 46, 1351 - 1365, New York.
- GÜMBEL, VON C.W. (1886) Über die Natur und die Bildungsweise des Glaukonits. Sitz. Ber, math. phys. Kl. Kgl. Akad. Wiss. 16, 417 ff. München.
- HAGN, H. (1960) Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. Geol. Bavarica, 44, 5 - 208, München.
- HARDER, H. (1978) Synthese von Glaukoniten unter natürlichen Bedingungen. Die Naturwissenschaften, 65, 59, Heidelberg.
- HAUSHOFER, H. (1866) Über die Zusammensetzung von Glaukonit. N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Ref., 600 - 602, Stuttgart.
- (1868) Analyse des Glaukonit von Havre. N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Ref., 360, Stuttgart.
- HEIN, J.R., ALLWARDT, A.O. & GRIGGS, G.B. (1974) The occurrence of glauconite in Monterey Bay, California, diversity, origins and sedimentary environmental significance. Jour. Sed. Petrol., 44, 2, 562 - 571, Tulsa.
- HENDRICKS, S.B. & ROSS, C.S. (1941) Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite. Amer. Mineralogist, 26, 683 - 708, Washington.

- HUMMEL, K. (1922) Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse Geol. Rundsch., 13, 50 - 78, Hannover.
- (1931) Grünerden Tirols und sonstige halmyrolytische Eisensilikate. Chemie d. Erde, 6, 468 - 551, Jena.
- KÖSTER, H.M. (1965) Glaukonit aus der Regensburger Oberkreideformation. Beitr. Mineral. Petrog., 11, 614 - 620, Berlin/Heidelberg/New York.
- KOHLER, E.E. (1976a) Marine Metallogenese und Glaukonitbildung. Fortschritte Miner., 54, Bh 1, 44 - 45, Stuttgart.
- (1976b) Marine glauconite formation during the Alpine orogenesis. 25th Int. Geol. Congr., Sydney, August 1976. vol abstract 3, 852, Canberra.
  - (1976c) Zur möglichen Verwendung von Glaukonit als Ionenaustauscher bei der Aufbereitung radioaktiver Abwässer. Z.f. Wasser- u. Abwasserforschung, 9. Jhrg. 3/4, 76 - 82, München.
  - (1977) Zum Stand der Glaukonitforschung - eine Bibliographie. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 5/6, 974 - 1017, Stuttgart.
- KOHLER, E.E. & KÖSTER, H.M. (1976) Zur Mineralogie, Kristallchemie und Geochemie kretazischer Glaukonite. Clay Minerals, 11, 273 - 302, Oxford/London, Edinburgh, Melbourne.
- (1979) Remarks on the influence of depositional environment on radiometric age measurements, Geol. Jb. (im Druck).
- KOHLER, E.E. & RAAB, H. (1979) Statistical investigation of the distribution and correlation of structurally bound chemical elements in glauconites. Geol. Jb. (im Druck).
- MARCK, von der W. (1855) Chemische Untersuchungen von Gesteinen der oberen westfälischen Kreidebildungen. Verh. naturhist. Ver., Bonn.
- MILLOT, G. (1970) Geology of clays. Masson, Paris.
- PARRY, W.T. & REEVES, C.C. (1966) Lacustrine glauconitic mica from pluvial Lake Mound, Lynn and Terry counties, Texas. Amer. Mineralogist, 51, 229 - 235, Washington.
- PORRENGA, D.H. (1968) Non-marine glauconitic illite in the Lower Oligocene of Aardeborg, Belgium. Clay Minerals, 7, 221 - 230, Oxford/Edinburgh.
- SALGER, M. (1965) Über den Tonmineralbestand der Regensburger Oberkreide. Geol. Bavarica, 55, 231 - 238, München.
- SEIBOLD, E. (1973) Rezente submarine Metallogenese. Geol. Rundsch., 62, 641 - 684, Stuttgart.

- TILLMANN, H. (1964) In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500000, Seite 141 ff. Bayer. Geol. Landesamt, München.
- THOMPSON, G.R. & HOWER, J. (1975) The mineralogy of glauconite. *Clays Clay Minerals*, 23, 4, 289 - 300, New York.
- TRIPLEHORN, D.M. (1966) Morphology, internal structure and origin of glauconite pellets. *Sedimentology*, 6, 247 - 266, Amsterdam.
- VELDE, B. (1976) The chemical evolution of glauconite pellets as seen by microprobe determination. *Mineralogical Magazine*, 40, 753 - 760, London.



TABELLE 1 Eigenschaften und Merkmale von Glaukonit

Erscheinungsform	blättchenförmige Kristallite $\ll 2 \mu \emptyset$ (Glaukonit in sensu stricto) Glaukonitkörner = Aggregate
Chemische Zusammensetzung (aus 340 Analysen)	SiO <sub>2</sub> : 37-59 %, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 1,5-24 %, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 4,8-32,8 %, FeO: 0,3-19,5 %, MgO: 0,6-7,0 %, Na <sub>2</sub> O: 0,01-3,3 %, K <sub>2</sub> O: 2,2-10 %
Durchschnittsformel aus 145 Analysen	$K_{0,67}Na_{0,07}(Al_{0,62}Fe_{0,85}^{3+}Fe_{0,15}^{2+}Mg_{0,4})[Si_{3,74}Al_{0,26}O_{10}/(OH)_2]$
Spurenelemente	V: 160-300 ppm, Cr: 135-410 ppm, Mn: 50-150 ppm, Zn: 60-180 ppm, Rb: 70-180 ppm, B: 60-500 ppm
Ionennumtausch-Kapazität quellfähige Zwischenschichten	5 - 40 [mval/100 g <sup>-1</sup> ] bis 40 %
Schichtladung	0,5 - 0,9
Elementarzelle	monoklin, $a_0 = 5,234 \text{ \AA}$ , $b_0 = 9,066 \text{ \AA}$ $c_0 = 10,16 \text{ \AA}$ , $\beta = 100,5 \text{ grad}$
wichtige Röntgenreflexe in dÅ	10,05 [10/(001)], 4,53 [8/(020)], 3,65 [4/(112)], 3,34 [6/(022)], 3,09 [4/(112)], 2,587 [10/(131)], 2,396 [6/(310)], 2,263 [2/(040)], 2,154 [2/(133)], 1,994 [2/(005)], 1,66 [3/(310)], 1,511 [6/(060)], 1,307 [3/(260)]
Basisreflexe (001) (060) Reflexe	10,05 - 11,5 dÅ 1,501 - 1,521 dÅ
IR-Banden	3610-3530 cm <sup>-1</sup> (Si-OH...Banden) 815 cm <sup>-1</sup> (Me-OH...Bande)
Exotherme Reaktionen	300 - 450 grad C 910 - 980 grad C
Endotherme Reaktionen	110 - 180 grad C 510 - 650 grad C 860 - 940 grad C
Brechungsindex	$n_a = 1,575 - 1,618$ $n_\beta = 1,610 - 1,640$ $n_\gamma = 1,590 - 1,645$ $n_\gamma - n_a = 0,15 - 0,27$
optischer Charakter	negativ
Achsenwinkel 2V	10 - 20 grad
Pleochroismus	$n_a$ gelbgrün,    $n_\gamma$ , $n_\beta$ dunkelgrün
Mohs'sche Härte	~ 2
Dichte	2,3 - 2,9 [gm cm <sup>-3</sup> ]
Porenvolumen der Körner	10 - 70 %
magnetische Suszeptibilität	21 - 35 10 <sup>6</sup> [cm grad sec]

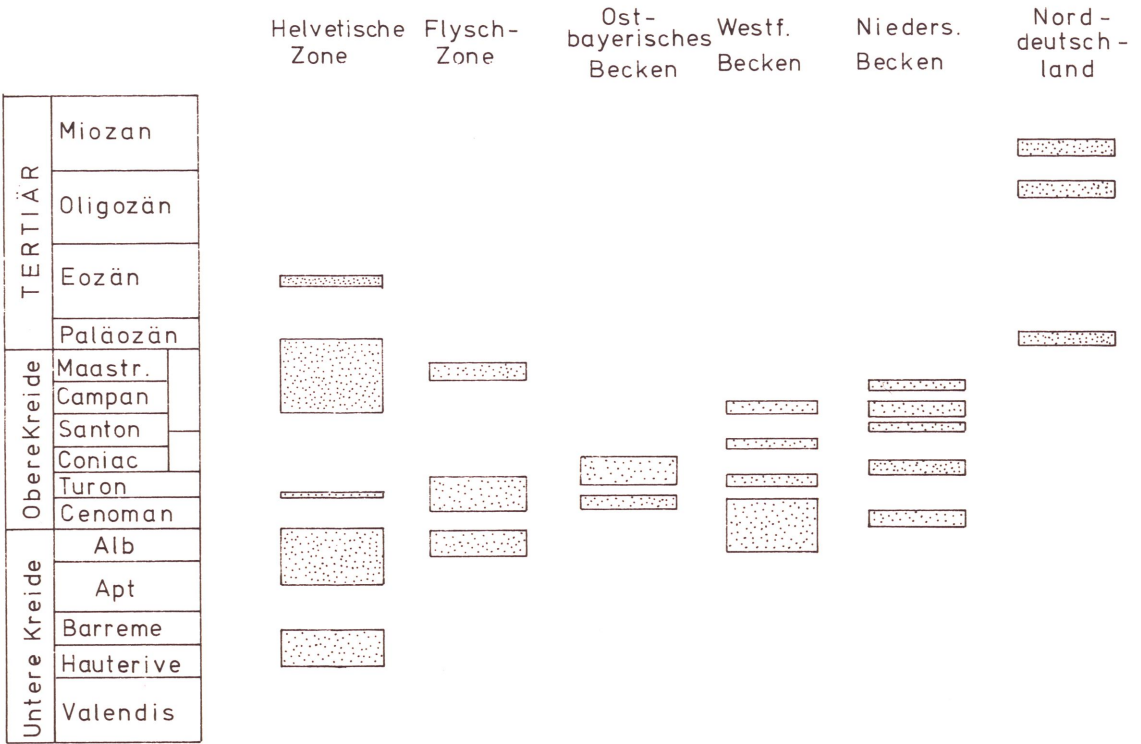
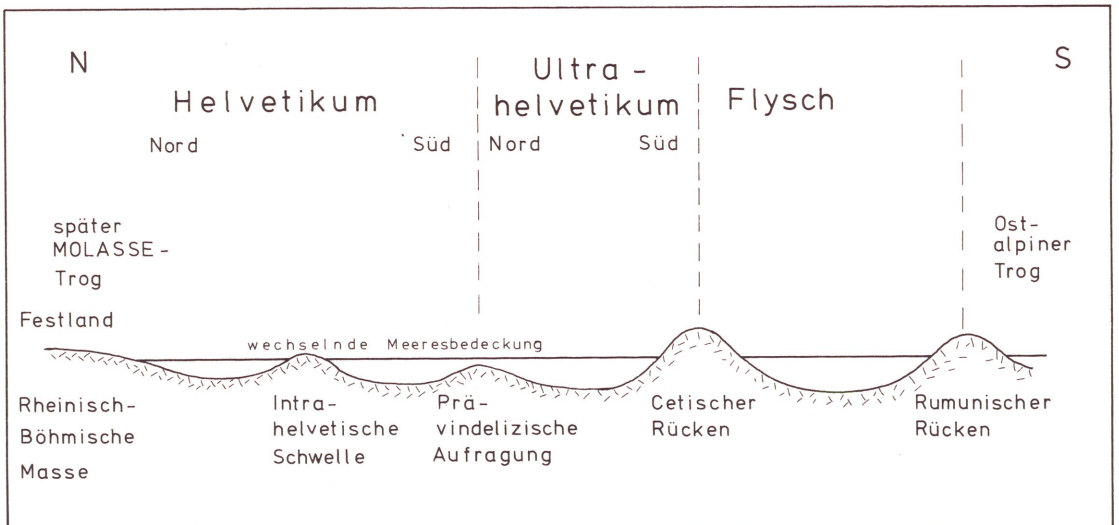


Abb. 1 Stratigraphische Abfolge der Nordwest- und Süd-deutschen Glaukonit- bzw. Grünsandablagerungen

Abb. 2 Schematische Darstellung der eozänen Tröge im nördlichen Bereich der alpinen Geosynklinale nach HAGN 1960



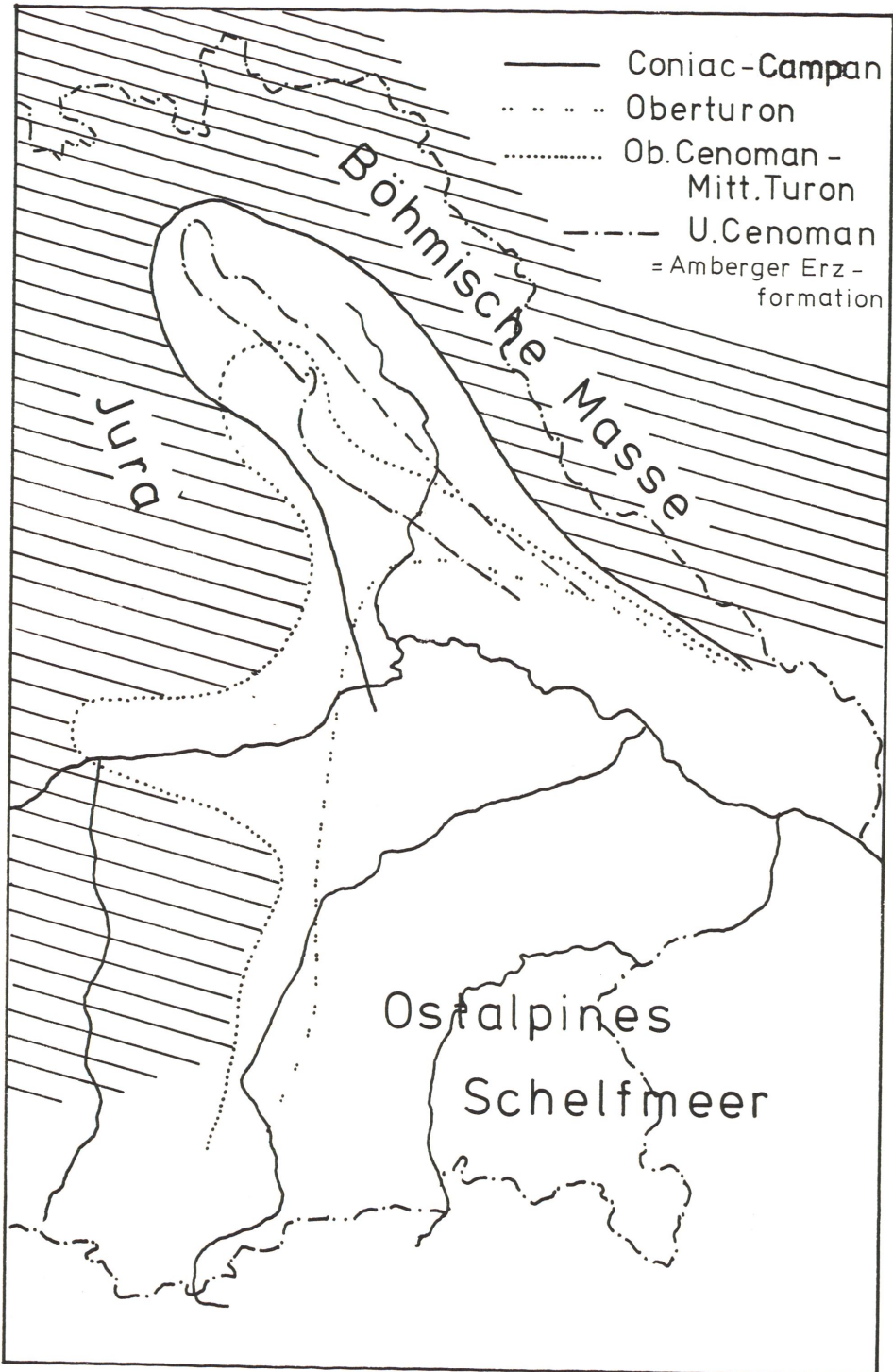


Abb. 3 Das ostalpine Schelfmeer nach TILLMANN (1964)

10 Å KOMPONENTE

14 Å KOMPONENTE

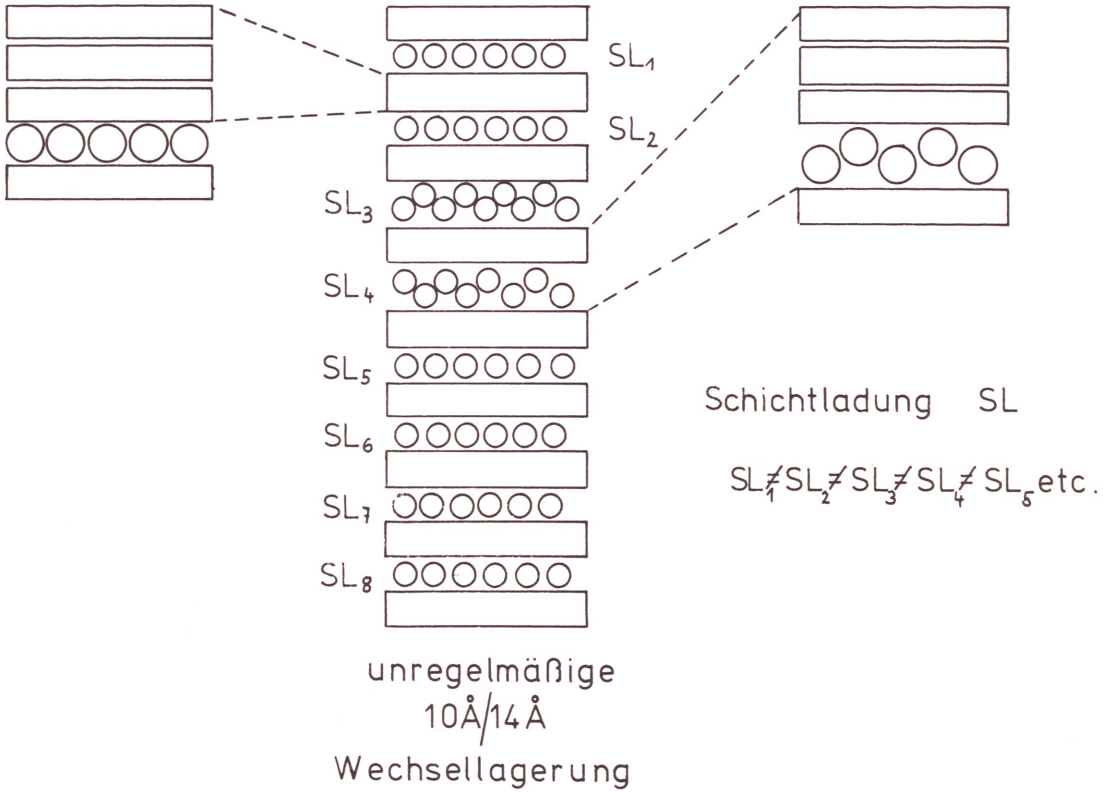


Abb. 4 Schematischer Aufbau der 2:1 Silikatschichten im Kristallverband der Glaukonitglimmer

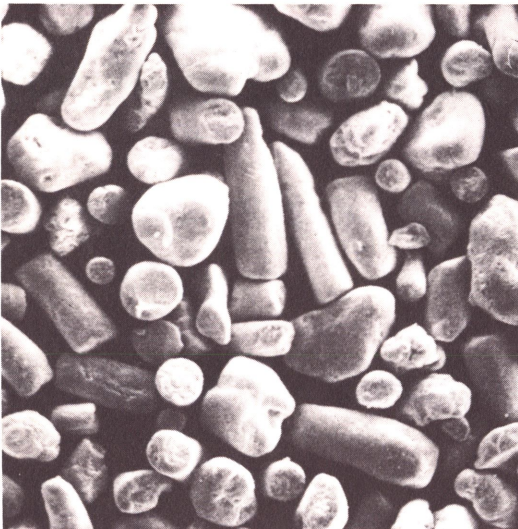


Abb. 5  
Glaukonitkörner aus dem Regensburger Grünsandstein bei 100-facher Vergrößerung mit den typischen Glaukonitwalzen



Abb. 6

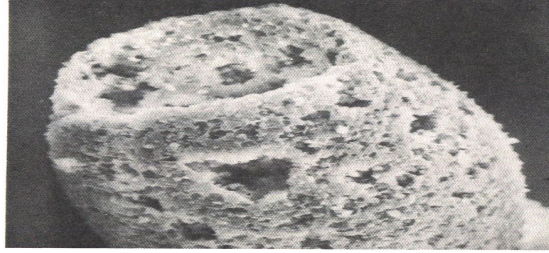


Abb. 7

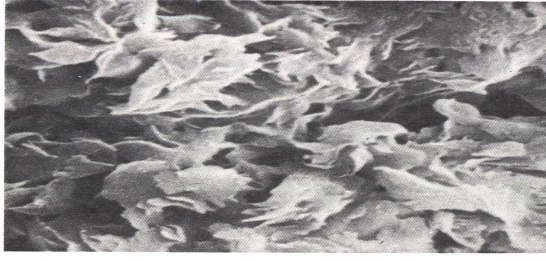


Abb. 8



Abb. 9



Abb. 10

Abb. 6 Unregelmäßig begrenzte Glaukonitkörner  
(Vergr. 600x)

Abb. 7 Als Hohraumauffüllung eines Mikroorganismus  
gebildetes Glaukonitkorn (Vergr. 600x)

Abb. 8 Oberflächenstruktur eines Glaukonitkorns. Die  
Oberfläche besteht aus einem porösen Filzwerk  
von blättchenförmigen Glaukonitgittern  
(Vergr. 6000x)

Abb. 9 Glaukonitgitter aus der Feintonfraktion  
<math>2\mu\text{m}</math>  $\varnothing$  eines oberseinen Grünsandsteins aus  
dem Helvetikum des Allgäus (Vergr. 20 000x)

Abb. 10 Glaukonitgitter aus der Feintonfraktion  
<math>2\mu\text{m}</math>  $\varnothing$  des Unteren Regensburgter Grünsand-  
steins von Bad Abbach (Vergr. 20 000x)



Abb. 11 Rezente Glaukonitvorkommen

Abb. 12 Die kreazaischen Glaukonitvorkommen Mittel-  
europas als Flachmeerbildungen

Abb. 11



GAULT



TURON



OBERSENON

Abb. 12