

Zur Geologie der Eisenoolithe führenden Eocänschichten am Kressenberg in Bayern

von

Dr. Otto M. Reis.

Mit zwei Profiltafeln am Schluss des Textes.

Der Verfasser hat in den Geognost. Jahresheften 1894 eine geologische Karte und ebenda im Band 1895 „Erläuterungen“ nach seinen im amtlichen Auftrage vorgenommenen Aufnahmen des in der Ueberschrift angeführten Gebietes veröffentlicht, in welchen das Hauptgewicht der Darstellung auf die Resultate der paläontologischen Untersuchung des Gebietes als Nummuliten führender Region gelegt wurde. Es erscheint gerechtfertigt, auch die in dieser Ausarbeitung schon eingehend behandelten Fragen der Entstehung bzw. Umwandlung der in diesem Gebiete vorkommenden Eisenoolithlager von der paläontologisch-stratigraphischen Darstellung zu sondern und kurz die Resultate in einer der Tendenz der Ueberschrift entsprechenden Uebersicht vorzutragen; wir unterstützen diese Darstellung hier mit einigen Zeichnungen, welche eigentlich auch zum leichteren Verständniss des Textes der Hauptabhandlung schon nöthig gewesen wären.*)

Wir gehen zu dem Zweck unmittelbar von dem alten Bergbau am Kressenberg aus, der in seinem ärarischen Theil seit 1881 verlassen ist, in seinem östlichen Theil, der Achthaler Gewerkschaft, noch betrieben wird.

Die Zone der alteocänen Eisenoolithschichten liegt, wie bekannt, im Norden der bayerischen und tiroler Kalkalpen, mit Unterbrechungen von Mattsee über den Haunsberg N. Salzburg in unser Gebiet herüberstreichend, bei Neubeuern am Inn, bei Tölz an der Isar, bei Sonthofen an der Iller S. vom Grünten wieder auftauchend, stets zwischen der südlich davon gelegenen Flyschzone und der Zone der jungtertiären Molasse als verhältnissmässig schmaler Streifen eingekleilt. Ueberall wurde Eisenerz in grösserem und geringerem Massstabe abzubauen versucht und auch an vielen Stellen reichlich gewonnen, besonders in den räumlich ausgedehntesten Gebieten, am Kressenberg und am Grünten.

*) Ein in der Oesterr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1897 erschienenes Referat von Prof. HöFER bespricht einige Punkte, auf welche ich unten noch eingehender zurückkomme.

Ueber die Geschichte des Eisenerzbaues an diesen beiden Punkten und besonders dem ersten finden sich ausreichende Notizen in SCHAFHÄUTL's *Lethaea geognostica* und v. GÜMBEL's *Geogn. Beschreibung des bayerischen Alpengebirges*. Das beigefügte Orientirungskärtchen (Taf. II) gibt die Lagerung der Flöze, wie sie durch den Bergbau ermittelt wurden und schon hauptsächlich in den beiden erwähnten Werken dargestellt sind; wir haben nur noch die Eintragung der kleineren Querverwerfungen nach den Plänen des Bergbaues ausgeführt und besonders aber die Längsverwerfungen, welche der Bergbau nicht feststellen konnte; diese konnten, weil die Molluskenfauna des alpinen Eocäns bis jetzt zu wenig Anhalt bot, erst durch ein eingehendes Studium der Nummuliten-Einschlüsse festgestellt werden, welches bis dahin hauptsächlich wegen Mangel an Vergleichsmaterial und genügender monographischer Bearbeitung der Nummuliten noch nicht in entfernt entsprechender Weise in Angriff genommen werden konnte.* (Vergl. DE LA HARPE's *Correkturversuch der älteren Nummulitenbestimmungen in Abhdl. der Schweiz. Pal. Ges. 1880 S. 20* und P. OPPENHEIM, *Ueber die Nummuliten des venet. Tertiärs 1894*.)

Nach diesen Studien liess sich nun zuvörderst feststellen, dass excl. der sogenannten Nebenflöze (Mittelflöze und Schmalflöze) alle sogenannten Schwarzflöze des Gebietes, also die Oolithflöze mit eisenoxydulreichem Bindemittel, und ebenso alle Rothflöze (mit eisenoxydreichem Bindemittel) mit einander identisch sind.

Weiter hat sich ergeben, dass je ein Schwarzflöz (oben) und ein Rothflöz (unten) zu einem grösseren Complex zusammengehören, dass von ihnen das erstere im Hangenden neben einem erzarmen sandigen Kalk eine sehr versteinerungsreiche Glaukonitmergellage führt, dass das letztere im Hangenden und Liegenden schwarze, theilweise auch versteinerungsreiche, selten grobkörnige, seltener Eisenerzschnitzchen (Mittel- und Schmalflötzchen), Glaukonitlager und schwache Kohlenschmitzchen zeigende, sandige Mergel aufweist (vgl. Fig. 5, Taf. II.) Die Schichten im Liegenden dieser Haupterzkomplexe liegen im Norden auf Schichten einer ihnen in der Gesteinsfacies fast gleichen Unterabtheilung der obersten Kreide (Gerhardsreuther Schichten und Hachauer Schichten), welche ihrerseits im Liegenden die auch durch einen vom Oertchen Pattenau hergetriebenen Bergbaustollen (vgl. Fig. 4, Taf. II) zuerst bekannt gewordenen Belemniten- und Inoceramenmergel — die sog. Pattenauer Schichten führen (vgl. Fig. 5, Taf. II).

Darnach unterscheiden wir (vergl. Fig. 1, Taf. I und Fig. 5, Taf. II) an Stelle der früheren Vermuthung einer sehr grossen Mächtigkeit dieser Schichten eine mehrfache Wiederholung desselben Complexes nach Falten und Längsverwerfungen, was auch in einem nahegelegenen, nach unten berührten anderen Faciesgebiet unserer Schichten, dem der sog. Adelholzener Schichten, schon von JOH. BÖHM festgestellt worden ist. Im Kressenberg (Fig. 4, Taf. II) selbst sehen wir die Folge von Ferdinand- (roth) und Emanuelflötz (schwarz) als ersten, nördlichen Complex

*) Während sich v. GÜMBEL 1861, abgesehen von der klassischen Abgrenzung des Eocäns überhaupt, in der Erkenntniß der damals noch lückenhaften paläontologischen Orientirung und der daher nothwendig noch zweifelhaften Diagnose der Stellung einzelner Schichtkomplexe des Eocäns auf die Darstellung und Vergleichung der durch den Bergbau ermittelten Einzelprofile beschränkte, hat FRAUSCHER neuerdings eine Parallelisirung der Ost- und Westhälfte des Gesammtprofils der Achthaler und Kressenberger Seite des Oolithgebietes durchgeführt, welche in allen Punkten als verfehlt angesehen werden muss (vgl. das Untereocän der Nordalpen und seine Fauna: *Denkschr. d. math. Cl. d. k. Ak. d. W. Wien 1886 S. 218*).

und Josef- (roth) und Maxflöz (schwarz) als zweites, südliches Flözpaar. Beide sind getrennt durch eine Längsverwerfung, in deren Verlauf auch stellenweise noch Reste höherer Eocänschichten, die sog. Granitmarmor-Stockletten (früher gewissen Nummuliten nach zum Mitteleocän gerechnet, aber zum Obereocän, der Priabona-stufe gehörig), nachweisbar sind. Dieselben Schichten liegen gleichfalls südlich über dem Maxflöz des II. Complexes, und wir haben hier somit vollständig identische, durch einen grossen Längsbruch getrennte Complexe. Der südliche dieser Complexe mit dem Max-Josef-Flöz streicht mit seinem schwarzen Flöz als Sigmund-(Max)-Flöz in das Gebiet der Achthaler Gewerkschaft, wobei das zugehörige Rothflöz allmählich in einen eisenoxydreichen, intensiv rothen Kalksandstein übergeht; der nördliche Complex mit dem Emanuel-Ferdinand-Flöz ist nur in einem gleichfalls und gleicherweise veränderten Rothflöz und dessen Liegendem nach dem Dorf Neunkirchen in östlicher Richtung zu verfolgbar. Vor diese zwei Flözcomplexe schieben sich südwestlich im Gebiet der Achthaler Gewerkschaft noch drei Längszüge schwarzer Flöze mit ihren die Mittelflöze, Rothflöze und deren Liegendes (Schmalflöze) vertretenden Nebenflözen, bezw. den Mittelschichten, eisenoxydreichem Kalksandstein und intensiv gelben Sandsteinen als Liegendes. Diese Züge entsprechen ebenso selbständigen Complexen unserer eocänen Oolithschichten und keilen in Längsverwerfungen nach Osten in jener mächtigen und ungeheuer zertrümmerten obereocänen Stocklettenmasse südlich vom Kressengraben und vom sog. Maurerschurf aus. Die Art der Endigung dieser Flöze im Westen entspricht ganz genau der Endigung des Max-Sigmund-Flözes in dem grossen Maxhaken im Kressengraben und erscheint z. B. am Achthaler Christophsflöz als der höchst interessante, abgelöste Haken des „Neuen Flözes“; am Knappenhaus-Flöz durch den „Maria Empfängnishaken“ und ähnlich am Ulrich-Flöz. Es sieht das tektonische Gefüge aus, als ob es aus einem ursprünglich nur durch nordsüdlich quer laufende Bruchspalten in horizontal geschichteten Schollen abgetheilten Gebiet entstanden sei, mit diesen Schollen durch einen von O. nach W. wirkenden Schub mit terrassenartigen Ueberschiebungen nach W. aufgethürmt worden sei und darnach erst seine steil nach Süden einfallende Schichtenlagerung erhalten habe. Dem widersprechen aber andere sehr wichtige tektonische Gesichtspunkte, und wir müssen auch hier annehmen, dass die tektonische Längsanordnung von Osten nach Westen, sei es in Faltungen, sei es in Längsverwerfungen, die ältere war, dass unmittelbar hiermit oder darnach die alpine Aufrichtung erfolgte und hierbei die Querfaltungen oder Querverwerfungen, längs welchen das Abbrechen und Untertauchen ganzer Längszüge erfolgte, der letzte Prozess dieser Epoche war. Die starken Querbrüche, welche das „Neue Flöz“ abtrennen und den Christophs-Flöz-Complex unter die östlichen Stockletten abbrechen lassen, sind daher auch in dem unmittelbar nördlichen Sigmund-Josefs-Complex in querer Fortsetzung bemerkbar. Aehnliches gilt auch für die Querverwerfungen des Knappenhaus- und Ulrichzuges. Die Flöze waren schon in O.-W. verlaufenden tektonischen Linien nach Süden einfallend aufgerichtet, von Süden her überschoben, ehe die Querverwerfungen und Faltungen mit einseitigen queren Vorschüben auch ein gelegentliches Untertauchen und Abbrechen verursachten (vgl. Fig. 4 Taf. II.*).

*) Die Erscheinung des seitlichen Vorschiebens ist überhaupt nur eine scheinbare; es ist die natürliche Folge der Lagenveränderung der Ausstreichkurve, welche eine geneigte Schicht an irgend einer Bergdenudationsfläche zeigen muss, wenn ein Theil der Schicht längs einer Transversalspalte eine reine Vertikalbewegung nach oben oder unten macht (ohne dabei ihren Einfallswinkel

Dieses Resultat ermöglicht ein weiteres unmittelbar auszusprechen; bedenkt man die sicher noch tiefere vertikale Erstreckung der steil gestellten Schichten als die beobachtete von ca. 200 m in die Tiefe, und dass die Denudation in der praeglacialen Periode bis zurück zum Beginn der Molassezeit in dieser steileren, unmittelbar litoralen Region des Molassemeeres ausserordentliche Abtragungen verursacht hat, so muss nach den vielfachen Wiederholungen der Complexes das Erzgebiet ein vor der Aufrichtung ursprünglich horizontal sehr ausgedehntes Ablagerungsgebiet gewesen sein, viel ausgedehnter, als es seine jetzige Topographie nur entfernt verräth. Dies ist nun nicht Alles, was zu folgern ist; wie die Verhältnisse bei Teisendorf-Achthal, am Kressenberg, bei Hachau, Eisenärzt, bei Neubeuern, Tölz und am Grünten darlegen, liegt nördlich und südlich dieser Eisenoolithzone eine Sandsteinzone (vgl. Fig. 1) angelagert. Auch diese Zonen zeigen das gleiche tektonische Verhalten, d. h. sie sind aus einer Anzahl tektonischer Wiederholungen derselben Schichtencomplexe in einer sehr eisenarmen Sandsteinfacies zusammengesetzt; die einzelnen stratigraphischen Unterabtheilungen dieser „Sandnockfacies“ im Süden und der davon wenig verschiedenen „Eisenärzter-Facies“ im Norden lassen sich sehr deutlich erkennen und zeigen also in Bezug auf die mittlere erzführende Zone eine Zweiseitigkeit, wenn auch nicht vollständige Gleichseitigkeit. Ganz Aehnliches lässt sich durch das ganze bayerische Eocänegebiet über Neubeuern, Tölz nach dem Grünten zu feststellen; die Zweiseitigkeit ist also keine zufällige. Auch hierfür gilt die Folgerung, dass hierdurch die Vorstellung von dem eigentlichen Ablagerungsgebiet dieser eocänen Schichten sehr bedeutend erweitert werden muss, d. h., dass die Sedimente dieses Ablagerungsgebietes durch die Gebirgsbildung auf einen ganz unverhältnismässig kleinen Raum zusammengeschoben sind; sie lassen somit nahe bei einander sehr bedeutende Faciesdifferenzen erwarten.

Hiermit, das heisst mit den Sandsteinzonen, ist zwar für die unteren zwei Drittel bis drei Viertel der Mächtigkeit und Schichtenfolge der alpinen mitteleocänen Schichten das Ablagerungsgebiet seitlich begrenzt. Die oberste Abtheilung aber, welche an den oben besprochenen Zonen mit den unteren Lagen nach Fauna, Facies und Schichtenverband ein untrennbares Ganze bildet, nämlich das Hangende des Schwarzflötzes (besonders in der Eisenärzter-Zone innigst mit den tieferen Lagen verknüpft), tritt in einer noch nördlicher gelegenen Zone in gleich bleibender Mächtigkeit mit einer durch die Eisenärzter-Zone sich ganz allmählich vorbereitenden faunistischen Veränderung (wobei aber der wichtigste Theil der Faunencharaktere unverändert bleibt) endlich in einer ganz wesentlich verschiedenen Gesteinsfacies als selbständiges, unmittelbar auf Kreideschichten auflagerndes Theilglied des ganzen Complexes auf (vgl. Fig. 1). Es kann gar kein Zweifel sein, dass hier in dieser Zone nur ein kleinerer Bruchtheil der oolithführenden Mitteleocänschichten vorliegt und dass seine Schiebtbildung unter besonderen, von dem übrigen Eocänegebiet recht verschiedenen Ablagerungsverhältnissen zu Stande gekommen ist, besonders, dass er auf einem Untergrund liegt, der zur Zeit der tieferen Abschnitte des Mitteleocäns im Bereich der Eisenärzter und Kressenberger Facies noch Festland war.

wesentlich zu verändern). Man beobachtet daher häufig bei quer zur Streichlinie erfolgendem Untertauchen eines Längszuges in den Alpen eine Häufung dieser scheinbaren Vorschiebungen.

Da diese Küstenbarre, welche zur letzten Epoche des alpinen Mitteleocäns transgredirt wurde, in Bayern sich auch noch bei Neubeuern und Tölz in gleichen Faciesunterschieden äussert, so muss sie bei so grosser Längenstreckung zu dieser Zeit die Küste des nördlich vor dem Alpenmeer gelegenen Continents gewesen sein, welche nun auch von dem Wasser überdeckt wurde. Die Faciesunterschiede erkläre ich mir hauptsächlich daraus, dass die Inundation nur eine ganz flache war, und das Gebiet überhaupt nicht von den grossen Sand führenden Strömungen berührt wurde; dies ermöglichte die Bildung der Lumachelle mit *Numm. complanatus* bei nur geringer Betheiligung anderer faunistischer Vertreter des alpinen oberen Mitteleocäns, welche fast ohne Beimischung von anorganischen Treibmaterialien als Adelholzener-Schichten bekannt sind.*). (Ueber ihnen folgt der Granitmarmor-Stockletten, welchen Complex man den Nummuliten nach zur Priabonastufe stellen muss, und der, wie es scheint, erst nach einer Ablagerungspause in höchst veränderter Facies sich auf das alpine Mitteleocän auflagert, vgl. unten.)

Die Nordküste des alteocänen Meeres wäre sonach auf eine so bedeutende Strecke hin gegeben, dass man die Folgerung ziehen kann, dass sie auch für die übrigen Eocänvorkommen am Grünten ähnlich gelegen haben musste; es wäre dies eine greifbare Episode in der Geschichte des bis jetzt theoretisch aus allgemeineren Gründen von STUDER und C. W. v. GÜMBEL gefolgerten vindeischen Continents, welcher für Trias und Jura die alpinen und germanischen Faciesgebilde von einander scheidet; hier tritt er aber in ganz anderer Erscheinung auf, nämlich als die nördliche Uferbarre des nach der grossen posttertiacischen Trockenperiode den alten Meeresgrund neu inundirenden Eocäne; dieses nahm aber nur einen Theil des alten Kreidemeeres ein, dessen voller Bereich zur Zeit der obersten Kreide und des untersten Eocäns um die ganzen Alpen herum trocken gelegt war. Dass indessen auch Theile eines alten vindeischen Urgebirgskernes in grosser Nähe sich befanden, ja vielleicht selbst weiter im Osten uferbildend waren, dafür sprechen manche Punkte, auf welche wir unten noch kurz zurückkommen.

Da wir auf der alpinen Seite der Kressenberg-Sandnockfacies ein der Adelholzener Nummuliten-Schalen-Facies nur entfernt vergleichbares Vorkommen nicht haben**), so ist hierdurch in unserem Gebiete die Zweiseitigkeit der Eocänlagerungen unvollkommen und finden wir hiefür eine Erklärung nur darin, dass

*) Diese Identificirung, welche ich als einen sehr wichtigen Punkt betrachte, wird ermöglicht durch den Nachweis ganz allmählicher Vertretung des *Nummulites distans* (Kressenberg-Zone) durch *Nummulites complanatus* (Adelholzener-Zone); in der Eisenärzter-Zone kommen sie in stratigraphisch genau derselben Lage neben einander vor. Das Schwarzerz bildet einerseits den Abschluss des Erzvorkommens, als andererseits die Einleitung der Kalkfacies. Ganz unwesentlich ist uns dabei die Frage nach dem stratigraphischen Horizont, d. h. ob man diese Lage dem Parisian oder Barton zuzählen soll; indessen ist zu bedenken, dass aus dieser Lage der weitaus grösste Theil der von allen Forschern in das Parisian gestellten Conchylien des „Kressenbergs“ stammen; der Nummulitenkenner P. OPPENHEIM hat nun noch *Num. Lamareki* von Adelholzen bestimmt, welche Art sich auch in meinem zur Detailbearbeitung zurückgestellten Material befindet; auch diese Bestimmung bestätigt das mitteleocäne Alter, das mir besonders durch den *Num. perforatus* vorläufig hinreichend in beiden Zonen erwiesen schien.

**) Vereinzeltes Vorkommen von *Nummulites complanatus* in der südlichen Sandnockzone (vgl. die nördliche Eisenärzzone) deutet immerhin auch vom Standpunkt der Nummuliten-Fauna die Zweiseitigkeit in einem Uebergang der Sandnockfacies zur Adelholzener Facies an.

das alpine Ufer, ungleich dem vindelicischen, eine zu hohe Uferterrasse oder ein Steilufer bildete, wodurch sich das oberste Mitteleocän in einer Flachseefacies nicht auf dasselbe ausbreiten konnte. Dies legt wiederum nahe, dass die kleinen tektonischen Bewegungen im bayerischen Eocän mehr auf der vindelicischen Seite stattfanden, was auch durch unten noch zu berührende Thatsachen bestätigt wird. Wir stehen mit dieser Ansicht, dass das alpine Ufer ein Steilufer bildete, welches Flachsee-Bildungen ausschloss, und dass vielmehr die Gebilde des eigentlichen Meeres, ja sogar die des vindelicischen Ufers selbst an den jetzigen Alpengebirgsrand herangepresst sind, dass also der jetzige alpine Eocänrand die Reste eines breiten Sedimentationsgebiets sogar mit dessen nördlichster Uferfacies und drei breiteren mehr pelagischen Facieszonen darstellt, im Gegensatz zu den bisher herrschenden Anschauungen, welche (vgl. JOH. BÖHM, Palaeontographica Bd. XXXVIII S. 1—23 und v. GÜMBEL, Geologie von Bayern, Bd. II S. 31) auch die alteocänen Gebilde, in ihrer Ablagerungsart, ähnlich jener der Gosauschichten und der unteroligocänen Reiter-Schichten, als Ablagerungen in breiten Buchten des alpinen Ufers auffassen*), zu denen daher die mehr pelagischen und vindelicischen Regionen fehlen würden, d. h. mit der Versenkung des vindelicischen Urgebirgsrückens verschwunden wären. Damit wäre, abgesehen von allem Anderen, die merkwürdige Zweiseitigkeit nicht zu erklären, welche, wie wir jetzt kurz darstellen wollen, in der That auch für die Adelholzener Facies im Hinblick auf die Verhältnisse der Schweiz vorliegt.

Auch in der westlichen Fortsetzung unseres schmalen alpinen Eocänzugs jenseits des oberen Rheinthalts finden wir, an die Verhältnisse des Alt-Tertiär am Grünten sich anschliessend, eine Eisenoolith-Facies in diesen Schichten. Der Verfasser hat diese Thatsachen in der Schweiz, die noch nicht übersichtlich zusammengefasst wurden, nach den zerstreuten Angaben der vortrefflichen Publikationen von ESCHER V. D. LINTH, KAUFMANN und MÖSCH zusammengestellt und daraus ergibt sich kurz Folgendes (vgl. Taf. I Fig. 2):

Auch in der Schweiz lässt sich faunistisch und lithologisch eine Kressenbergschichtzone und zwar in einem äussersten nördlichen Strich unmittelbar neben der südlichen Molassegrenze feststellen; die Eocänlocalitäten Dornbirn, Saentis-Alp, Wesen-Fly, Lowerz, Hochfluh, der „subalpine“ Eocänstrich nördlich vom Pilatus bis zum Thuner-See zeigen neben sehr auffälligen faunistischen Anklängen überall sehr bemerkbaren Eisengehalt, der in vielen Einzelheiten — auch als „Linsenerz“ auftretend und nur bei Lowerz früher technisch gewerthet — dem Kressenberger Vorkommen gleicht. Südlich davon haben wir einen Strich, welcher einerseits durch seine ausschliessliche Sandsteinfacies, andererseits durch seine nach Süden zu überhand nehmende Glaukonitfacies auffällt, sowohl im Ganzen unserer Eisenärzt-Sandnockfacies entspricht, als auch im Einzelnen sich sehr den in unserem Wollsberggraben (bei Siegsdorf-Hachau) dargestellten Abweichungen der Eisenärztfacies nähert; der Hauptstrich dieser Zone ist die Pilatus-Kette selbst, und wir vergleichen die sogenannte Hohgantfacies (nach KAUFMANN) dieser Kette auf's Engste mit

*) Die ältere Anschauung, den ganzen Complex von den neben der Molasse auftauchenden Pattenauer Schichten bis zum Flysch als ein einziges Profil von der Kreide bis ins Oligocän anzusehen, hat schon JOH. BÖHM selbst bei Bergen durch den Nachweis mehrfach eingeschalteter Kreideschichten und der Lagerung des Flysches auf den Belemnitenmergeln als nicht mehr haltbar festgestellt.

unserer Sandnock-Eisenärztfacies. Endlich haben wir noch weiter südlich in einer auch ostwestlich verlaufenden Zone einen Uebergang von der Hohgant-Eisenärztfacies zu der Melchaa-Bürgenfacies, welche letztere für sich durchaus unserer Adelholzener Zone entspricht; es ist petrographisch und faunistisch das *Nummulites-complanatus* Schalenbett, welches als oberstes Mittel-eocän unmittelbar auf der Kreide aufliegt und zwar im Allgemeinen auf der obersten Kreide jener Facies (Seewen-Mergel), welche auch in Bayern das alpine Ufer für die Alt-Tertiär-Schichten bildet (vgl. Fig. 5 Taf. II).

In der Bürgenfacies (Bürgenstock) machen sich Facieserscheinungen geltend, welche sich in breiterer Zone nördlich von den Mythen, südlich von Einsiedeln nach Wesen-Fly zu fortsetzen, welche an die stellenweise die Eisenärzt-Zone vertretende oder innerhalb ihres Verbreitungsgebiets auftretende „Wollsberg“-Facies im Kressenberg-Gebiet erinnern.

Nach den genauen Darstellungen von ESCHER, KAUFMANN, HEIM, QUEREAU und BURKHARDT lässt sich die Grenze von hier nach der südlich liegenden Adelholzen-Melchaafacies ziemlich genau feststellen. Sie verläuft ungefähr von Stanz über Schwyz nach den Mythen (wo nach QUEREAU der Nummuliten-Kalk nur mehrere Meter mächtig unmittelbar und concordant auf Kreide aufliegt) nach Wesen zu. In dem von C. BURKHARDT neuerdings untersuchten Gebiet (Klöenthal, Sihl) zeigt sich eine „Südfacies“ vom Charakter der Adelholzener Facies, deren Mächtigkeit um die Hälfte geringer ist, als die der Nordfacies (der erwähnten Zone östlich der Sihl nach Wesen zu). Es war also auch hier das Ablagerungsgebiet des Nummuliten-Kalkes zur Zeit der Ablagerung der unteren Hälfte der Schichtenreihe des Mitteleocäns ein gehobener Untergrund, dessen Transgression erst zur Bildung der Südfacies Anlass gab (vgl. Taf. II Fig. 5 links).*)

Ein ähnliches Verhalten geht aus den Angaben von ESCHER und ROTHPLETZ über die Verhältnisse an den Fähnern N. nach Appenzell und S. nach Wildhaus zu hervor. Die Transgression war aber keine vollständige, eine Anzahl von inselartigen Stellen blieb von jeder Nummulitenkalkablagerung frei und wurde erst in der darauffolgenden Flyschperiode bedeckt. Wir haben also in der Schweiz dieselbe Faciesreihenfolge in ostwestlichen Zonen von Norden nach Süden, wie in Bayern von Süden nach Norden; wir haben hier aber auch die in Bayern zur Vervollständigung der Zweiseitigkeit fehlende Adelholzener Facies im Süden einer Kressenberg-Sandnockzone. In der Schweiz treffen wir also tatsächlich auf dasselbe ausgedehnte Transgressionsphänomen über ein südliches Ufer, wie in Bayern über ein nördliches Ufer. Diese Verhältnisse der Schweiz beginnen vom Grünten an nach Westen und es trifft die Änderung zusammen mit einer ziemlich grossen Änderung in der Tektonik der Alpen; es ist wahrscheinlich, dass deren Ursachen schon zur Eocänzeit gewirkt haben, und dass so das Steilufer, welches bayerischerseits für die Inundation im oberen alpinen Mitteleocän unübersteiglich war, vom Grünten an westwärts auf eine ausserordentliche Fläche hin inundirt und mit den Nummulitengebilden einer Flachsee bedeckt wurde; dieselbe Uferzone spielt auch bei der oberen Flysch-

*) Diese Linie ist nach Dr. C. BURKHARDT auch die Südgrenze des Ablagerungsterrains der obersenonen „*Gryphaea Escheri*-Schichten“, war demnach zur älteren Mitteleocänzeit noch Uferbereich der tieferen Eocänschichten, welche zuerst nur den Ablagerungsraum der obersten Senonschichten ungefähr einnahmen; das südlich davon gelegene Gebiet kann daher als Transgressionsgebiet späterer Zeit aufgeführt werden.

transgression noch eine Rolle (vgl. unten). Trotzdem lässt sich auch in der Schweiz eine Linie feststellen, welche ungefähr die Fortsetzung des bayerisch-alpinen Ufers bildet und durch eine Reihe inselartiger Riffe gekennzeichnet ist, welche von dem Eocänmeer erst zur Flyschzeit bedeckt wurden (vgl. oben).

Durch diese Betrachtungen erscheint festgestellt, dass das alpine Eocänmeer bzw. alle seine Hauptfaciesablagerungen in beträchtlichen Gebirgsresten noch heute am Alpenrand erhalten sind, und dass wir mehr litoral gelegene Schalenbett-Flachseefacies und mehr pelagisch gelegene Sand-Glaukonit- und endlich Eisenoolithfacies unterscheiden können, von welchen die Eisenoolithschichten genau die mittlere Region einnehmen. — Da so auf einem immerhin bedeutenden Flächenraum sämmtliche Ablagerungstypen eines langen Meeresarmes zu beobachten sind, so können wir auch näher auf die Genese einzelner derselben eingehen, besonders aber die Herkunft des anorganischen Schichtenmaterials betrachten.

Für die fast rein organogene Entstehung der Adelholzener Facies haben wir schon bemerkt, dass sie von keiner stärkeren Strömung berührt sein konnte, und daher nur ganz fein suspendirtes Schlammmaterial spärlich zwischen den Schalen zum Absatz kam. Anders ist es mit der Entstehung der grobsandigen Eisenärzt- und Sandnock-Facies; hier mussten die gröberen Treibmaterialien von starken Strömungen transportirt werden; sogar Quarz-Gerölllager gehen durch beide Zonen hindurch und zeigen sich genau in der mittleren Oolithzone, welche desgleichen noch sehr viel Sand enthält. Die Unterabtheilungen dieser drei Zonen sind vollständig gleich (Fig. 1), die Grenzsandsteine, die Rothflötzregion, die Mittelflötzschichten, die Schwarzflötzregion mit den hangenden Glaukonitsanden, auch ihre Mächtigkeit im Einzelnen und Ganzen bleibt dieselbe (davon abgesehen, dass die nach oben scharf getrennten Grenzsandsteine in der Südzone etwas mächtiger werden). Für die mittlere bis obere Partie gilt aber die Thatsache fast vollständig gleicher Mächtigkeit, d. h. was in den Seitenzonen Glaukonit und Sand ist, wird in der Mittelzone, welche eine nur etwas stärkere Mächtigkeit besitzt, durch Oolithmassen ersetzt und vertreten; in der Uebergangsregion zwischen beiden Zonen lassen sich ungefähr die hier auch überall auftretenden Einschaltungen von Glaukonitlagern ansetzen. Bei Annahme der allmählichen Bildung des Eisenooliths an seiner jetzigen Fundlagerstätte müsste man aber folgern, dass ein reines Quarz-Sediment bei gleicher Dauer mit einem langsam vor sich gehenden, local bleibenden Oolithwachsthum eine viel grössere Mächtigkeit erlangt hätte; die Gleichheit der Mächtigkeit beweist aber, dass die Oolithlager ein transportirtes Aggregat darstellen, welche mit den Quarzsedimenten gleiche Bildungsart haben. Eher beweist ein bemerkbares Ueberwiegen der Mächtigkeit in der Mittelzone auf ein Ueberwiegen der Kräfte der Sedimentation hin. Wenn nun schon das massenhafte Auftreten einzelner Arten gewisser sonst paarig und symbiotisch auftretender, sehr grosser und ganz kleiner Nummuliten auf eine Disgregation nach dem spezifischen Gewicht und der Transportstärke einer Strömung hinweist, so gilt dies auch für die anorganischen Schichtenbestandtheile; wo z. B. Sandkörner und Oolithkörner neben einander vorkommen, sind die Sandkörner durchschnittlich grösser (Rothflötz und Mittelschichtenflötzchen nördlicher Region). Die Trennung von Sand-Glaukonit- und Eisenoolithzonen ist aber im Grossen und Ganzen ein auffälliges Beispiel der Differenzirung der klastischen Sedimente nach dem spezifischen Gewicht ihrer Bestandtheile. Es gilt dies Prinzip hier zwar nicht

nach der gewöhnlich angewandten Seite, dass die leichtesten Theile am weitesten transportirt werden, sondern dass die schweren Theile von ihrer Bildungsstätte nur durch die stärksten Strömungen mitgenommen und nur im Verlauf dieser stärksten Strömungen bei eintretenden Verlangsamungen wieder abgesetzt werden könnten. Die Stromstärken und -schnellen richten sich in einem nicht zu tiefen Stromgebiet aber nach den Tiefen; wir können nun ungehindert annehmen, dass der cretacische Untergrund des Eocänmeeres, auf welche sich das Eocän nach der postcretacischen oder procänen Kontinentalperiode fast ohne Discordanz auflegt, eine einfache, flache und breite Thalmulde bildete, deren Tiefenstrich ungefähr die Mitte zwischen dem alpinen und vindelicischen Continent einnahm; in letzterem ist also der Lauf der specifisch schwersten Eisenoolithmassen zu erwarten, und es entspricht den einfachsten und natürlichsten Vorbedingungen, dass diese mit dem spezifischen Gewicht von 3,6—4,0 die Mitte halten zwischen den Strichen mit Sand und Glaukonit (bezw. 2,6 und 2,6—2,9); dies gilt für die Haupterzlager selbst. In den untersten Grenzschichten und den Mittelschichten, wo wir ausserordentliche grosse Feinheit des Materials in Sand- und Glimmergehalt finden und wo auf grössere Horizontalerstreckungen in Bezug hierauf in allen drei Zonen grössere Gleichheit herrscht, also ein flacher und breiter Ablagerungsboden bei geringerer Stromstärke vorlag, haben wir alle drei Bestandtheile, grobere Quarz-, Glaukonit- und Eisenoolith-Sedimente („Mittelflötzchen“) fast allein in der Mittelzone und hier wiederum das Erz in einer mittleren Region dieser Mittel- (Kressenberg) Zone, Glaukonit und Quarz zu beiden Seiten; in Strichen feinkörnigster, glimmerreicher Ausbildung finden sich in der mittleren Region auch kleine Kohlenflötzchen in den Mittelschichten, in den Seitenzonen nur häufigere Blattreste. Die Mittelregion ist also die Region der Hauptströmung, welche sich in der Kressenberger Zone in dem Transport des specifisch schwersten Materials kund gibt; sie ist auch die Richtung des Absatzes derselben. Wenn nun dies schon ausser Zweifel setzt, dass der Eisenoolith an Stelle seiner Fundstätte ein Ablagerungsprodukt ist, so wird dies noch durch folgende Thatsache erhärtet, welche uns auch der Betrachtung seiner Entstehung näher bringt.

In den beiden Hauptflötzen, von welchen das Rothflöz die gröberen Sandmaterialien führt (das Schwarzflöz nur in seinen seitlichen Regionen), kommen Versteinerungen, vorzüglich Nummuliten, vor, welche ein zweifaches Fossilisationsverhalten zeigen. Die einen zeigen sich ausser einer schwachen Anfärbung, welche der Farbe des Bindemittels der Flöz entspricht, gänzlich unverändert und sind im Ganzen wohl erhalten; die anderen zeigen sich in den inneren Höhlungen vollständig von der Eisensubstanz erfüllt und durchaus mit ähnlich schaliger Hüllensbildung incrustirt, wie solche die Oolithstruktur selbst zeigt. Weit bekannt sind diese vererzten Nummuliten des Kressenbergs etc., welche nur durch diese Erzausfüllung gewisse innere Strukturverhältnisse wunderbar offenbaren; die Entstehung dieser Vererzung war aber noch nicht erörtert.

Man könnte annehmen, dass es sich bei dieser Incrustation um einen jüngeren, mit Gangbildungen im Gebirg vergleichbaren und gleichzeitigen Eisenerzabsatz handele, es fehlen aber nicht nur alle Anzeichen einer metamorphen Umsetzung des Ooliths (der Bergbau hat nur wenige derartige Mineralien zu Tage gefördert, so ausser seltenem Eisenspath kein eigentliches Brauneisen) überhaupt, sondern es fehlen auch alle Uebergänge zwischen den inkrustirten und infiltrirten Fossilien zu den intakten Kalkfossilien. Das Gegentheil ist vielmehr der Fall;

die incrustirten Nummuliten bilden nämlich in Gesamtheit eine ganz eigene Fauna, welche sich nicht nur in Arten und Varietäten von der intakten Kalkfauna streng unterscheidet, sondern einen ganz anderen Erhaltungszustand vor der Incrustation aufweist; sie sind vorher zerbrochen und seltsam zerfressen; die Incrustation überzieht die Bruchstellen und Ausnagungslöcher ebenso, wie die Oberfläche selbst; die nicht incrustirte Fauna zeigt hingegen keine Corrosionserscheinungen.*)

Wir erkennen also hierin eine Zusammenschwemmung von Fossilien ganz verschiedener Standorte, von welchen die eine Gruppe deutlich auf den Entstehungsort der Oolithkörner verweist (wie sich ja auch die Eisensubstanz selbst der Wohnkammererfüllungen der Nummuliten chemisch ganz gleich jener der Oolithkörner verhält). Die incrustirten Gebilde führen uns also der Beurtheilung der näheren Orientirung des Entstehungsortes des Ooliths entgegen.

Im Hangenden des Rothflötzes (an der Basis der Mittelschichten), im Hangenden der kleinen Mittelflötzchen und der kleinen Flötzbildungen, im Liegenden des Rothflötzes kommen nämlich vereinzelte grössere Gesteinsknollen und Steinkerne in kleinen Lagern vor, welche desgleichen mit starker Eisenkruste versehen sind und ähnliche Zerstörungsanzeichen tragen, wie die erwähnte incrustirte Fauna des Schwarzflötzes.

Für diese Gebilde liess sich nun folgende interessante Thatsache feststellen: Sämmtliche incrustirten und vererzten Fossilien und Gesteinsfragmente in den genannten Lagern sind demolirte und darnach incrustirte Fragmente von Faunen- und Schichtenbestandtheilen der darunterliegenden Schichten, also bezw. der Erz führenden untersten Grenzschichten, des Rothflötzes, des Mittelflötzes und obersten Mittelschichten (in Bezug auf die incrustirte Nummulitenfauna des Schwarzflötzes); ich betone gleich, dass hiermit nicht Bestandtheile der liegenden Schichten an Ort und Stelle des Fundes, ja nicht einmal unseres Beobachtungsgebietes gemeint sind, da sie ausser wichtigen, diesen Schichten wirklich charakteristischen, auch unserem Gebiete etwas fremdere, locale Faunenelemente führen. Die Schichtenbestandtheile sind zum Theil abgerollte, aber zum Theil noch ganz eckige Fragmente des Rothflötzes und der schwarzen „Nebenflötze“ in den Grenz- und Mittelschichten.

Sämmtliche Trümmergebilde müssen aus einem einheitlichen Gebiet stammen, wo der Untergrund sowohl in Sand- als Erzschichten einer gewaltigen Zertrümmerung ausgesetzt war; da sich nun die Knollenlage in allmäthlich sich verschwächender Dicke in die südliche Sand-Seitenzone fortsetzt, wo von Norden her die Flötzbildungen schon längst aufgehört haben, so kann die Zertrümmerungszone unmöglich auf der alpinen Südseite der Eocängebilde gelegen haben, sondern nur an dem nach dem vindelicischen Ufer zu gelegenen, nach NO. fortgesetzten Rand der Kressenbergzone selbst; dass dieser Rand aber die tiefere submarine Ablagerungsfaciesgrenze zwischen

*) Bemerkenswerth ist die Erscheinung, dass die Oolithkörnchen auf den Kalkschalen Eindrücke hinterlassen haben, wie solche in Schichten klastischen Materials so häufig sind; die mit Erz incrustirten Fossilien blieben davon verschont; diese Eindrücke stammen aus der ersten Zeit der Schichterhärtung und der Einrichtung ihres klastischen Materials auf ihre endgiltige Mächtigkeit, aus der Zeit der sog. Diagenese; die Incrustation musste also älter sein.

dieser und der Eisenärzter Zone, wie es unser Zusammenschwemmungsgebiet zeigt, nicht selbst sein kann, liegt auf der Hand; die Grenze dieser submarinen Strömungs-Materialselektion kann nicht zugleich die Zertrümmerungs-, Incrustations- und der hiermit topisch identischen Oolithbildungsarea sein. Die merkwürdige, oft einseitige Abrollung, die Zerfressungerscheinungen sind entweder von einer Brandung verursacht, oder gar von dieser unter Beihilfe atmosphärischer Wirkungen entstanden; die nächste Nähe inselartiger Riffe (vgl. oben und unten) vor dem vindelicischen Ufer, mit deren tektonischer Entstehung vielleicht die theilweise Zertrümmerung der darunter liegenden Schichten zusammenhängt, oder auch local dislocirende Erhebungen des Ufers selbst, so dass das Erzgebiet enger an den Continent, als an das offene, strömende Meer angeschlossen wurde, scheinen mir die nothwendigen Bedingungen dieser Erscheinungen zu sein.

Eine Brandung von bis zur Mitte des Ablagerungsgebietes, d. h. bis zur relativ schmalen Oolithströmungszone einfach zurücktretender Gewässer konnte aber unmöglich dermassen schichtzerstörend sein; wir sind daher gezwungen, anzunehmen, dass vielmehr die Oolithlager etc. bei ähnlich verbleibenden Wasserverhältnissen successive in den Bereich der Brandung rückten, d. h. dass an jener Stelle der Oolithbildung eine dauernde Bewegung des Meeresbodens nach Norden, also im Sinne der tektonischen Erhebung des vindelicischen Litorals zu folgern ist. Wenn Letzteres nicht selbst stattfand, so müssten wir doch mindestens an ein isolirtes Auftauchen inselartiger Riffe unmittelbar vor diesem Litoral denken, wie Aehnliches in der Schweiz am alpinen Ufer fast zu gleicher Zeit zu bemerken ist (vgl. S. 31, 42). Jedenfalls war dies Erhebungsgebiet enger an den vindelicischen Continent angeschlossen, als an die Strömungsregion des offenen Meeres.

Die erwähnte Hebung des Ablagerungsbodens zur Zeit der Erzbildung war nun keine continuirliche, sondern von Zwischenepochen der Senkung unterbrochen, während welcher die Oolith- und Incrustationsgebilde von den stärkeren Meeresströmen wieder ergriffen und in das Ablagerungsgebiet verschwemmt wurden.

Die Einzelepochen, die man nach allen Zertrümmerungslagen zu folgern berechtigt ist, laufen mit entsprechenden Hebungen und Senkungen auch endlich auf die selbständig zu folgernde Senkung des vindelicischen Ufers zur Bildung der Adelholzener Zone aus.*.) Wie diese letztere eine allgemeinere Senkung war, so waren die in Rede stehenden, die Incrustationsfragmente liefernden, offenbar nur locale.

Ein solches von so erheblichen tektonischen Störungen beunruhigtes Litoralgebiet zeigt, wenn keine eruptiv-vulkanischen Phaenomene, so doch häufig diesen verwandte thermale Ausbrüche oder sonst abnorme Quellenerscheinungen, auf welche man nun die Entstehung der Eisenoolithe und der Incrustationsgebilde zurückzuführen geneigt sein kann. Wir müssen hier an den tieferen Urgebirgskern des vindelicischen Continents zurückdenken, welcher nach v. GÜMBEL eine gewisse Verbindung mit den grösseren gleichartigen Massiven im Osten (bayerischen Wald) und Westen (Schwarzwald) hergestellt hat. Granit und Gneissmassive geben im Allgemeinen kalkarme, aber an kohlensaurem Eisenoxydul reicherem Quellfluss. Bedenkt man nun, dass eine Sandabnahme in der südlichen Sandzone deutlich ist, dass aber hier nirgends sich alpines Material erkennen lässt, so ist die

*) Für die Schweizer Verhältnisse vom Grünten an westwärts wäre eine solche Bewegung auch auf der alpinen Seite des eocänen Meeres zu erwähnen.

Annahme gewiss nicht ungerechtfertigt, dass das gesammte Sandmaterial von vindelicischer Abstammung ist. (Wir werden unten kurz auch auf Parallelerscheinungen in den hangenden oligocänen und liegenden cretacischen Formationen zurückkommen.) Da sich nun bei dem Eisenoolith, wie beim Glaukonit in sehr geringem Maasse Kalkkarbonat betheiligt, hingegen in ausserordentlichem Maasse Kieselsäure, so liegt es nahe, den beiden grossen Hauptbestandtheilen unserer Ablagerung dieselbe Abstammung zuzuschreiben und beides, Sand- wie Oolithmaterial, von der mechanischen und chemischen Zerstörung dieses Urgebirgkernes abzuleiten.

Dass wir es bei der Oolithbildung überhaupt mit einer durch die Nähe des Landes beeinflussten Bildung zu thun haben, bemerken wir auch daran, dass die Schwarzerzflötchen der Mittelschichten, welche auch feinstes Sand-, Glimmer- und Thonmaterial führen, mit den Flötchen eng vergesellschaftete Kohlenlagerchen, Harz- und Asphaltvorkommen zeigen, in den Flötchen selbst von Bohrwürmern durchfressene Baumstammstücke auftreten, ebenso sind Reste von Cheloniern und Krokodiliern nicht selten (und gerade nur im Schwarzflöz gefunden worden), welche sicher die Nähe von Landes- und Flussgebieten andeuten; auch grössere, rein marine Raubfische, welche solche Gebiete umlagern, kommen in grösserer Häufigkeit vor. Es ist gewiss auffallend, dass diese Reste in den nur marine Conchylien führenden, mehr pelagisch charakterisirten Regionen nicht vorkommen; zwar glaube ich nicht, dass die Reptilien etc. in der Erzbildungsregion gelebt haben, bin aber der Meinung, dass sie häufiger in der Nähe dieser mit Kohlensäure-Exhalationen reichen Gegend umgekommen sind; ebenso, dass die Riesenhaie, deren Reste auch mit den marinen Conchylien vorkommen, gelegentlich bei Verfolgung ihrer Beute hier zu Grunde gingen.

Wir befürworten daher nicht die Ansicht einer rein marinen Entstehung der Eisenoolithe, sondern glauben, dass die Nähe des vindelicischen Litorals hier eine besonders wichtige Rolle spielt; die Wirkung, welche das rein marine Gebiet auf den Oolith ausübt, sehen wir lediglich in einer höheren Oxydation der äussersten Kruste der Oolithkörner in den Rothflötzen und besonders des Eisengehalts ihres Bindemittels; dieses wird durch die Einwirkung des höheren Sauerstoffgehaltes der Strömungen des offenen Meeres bewirkt. Wie schon durch SCHAFHÄUTL bekannt wurde, ist die Farbe der Erzflöte hauptsächlich durch die Farbe des sehr feinsandig-kalkigen Bindemittels verursacht, welches bei den Rothflötzen auf Eisenoxyd, bei den Schwarzflötzen auf Eisenoxydul zurückgeführt werden konnte. Nun zeichnet sich nicht nur das Rothflöz durch grössere Treibmaterialien und stärkeres Korn des Erzes, als die Schwarzflötze durch geringeres Korn, sowohl des Erzes, als auch der begleitenden Schichtgesteine aus; andererseits verfärben sich die Schwarzflötze sowohl in nordsüdlicher Richtung (also mit der Entfernung vom hypothetischen Ursprungsort) röthlich, als auch in westlicher Erstreckung z. B. nach Neubeuern und Tölz zu; da man nach gewissen Unterschieden in der Nummulitenverbreitung in Bayern und der Schweiz in Bezug auf ihre asiatische Heimath der subalpinen-vindelicischen Meereströmung eine ostwestliche Richtung zu erkennen muss, so scheint auch diese Rothfärbung mit der grösseren Entfernung vom nordöstlich vom Kressenberggebiet gelegenen Ursprungsgebiet der Eisenbestandtheile zusammenzuhängen. Alles dies weist auf die oxydirende Thätigkeit des breiten marinen Strömungsgebietes hin; da wir für die Lebensstätte der Kressenberg-Fauna nur stille, von den starken Strömungen nur wechselnd berührte Buchten des flacheren, später von der Adelholzener Facies bedeckten, vindelicischen Litorals

voraussetzen können, so bleibt für die nicht dem marinen Stromgebiet angehörige Oolithbildungsarea auch nur eine ähnliche topographische Orientirung anzunehmen übrig.

Es ist hierbei stillschweigend vorausgesetzt, dass die ungeheure Masse von Eisenoolith, welche in dieser relativ kurzen Zeit der Sedimentation entstand, auf Quellerscheinung mit besonders starkem Eisengehalt zurückzuführen ist; die einfachste und günstigste Vorbedingung, welche man der raschen Massenentstehung des Ooliths geben kann, welche auch keinen anderen Erscheinungen von vornehmerein widerspricht (und ausser welcher auch andere Erklärungen stets auf Widersprüche stossen und Lücken aufweisen) ist die, dass stark kohlensäurehaltige Quellen in grossen Mengen kohlensaures Eisenoxydul gelöst führen*), welches beim Quellenaustritt durch Kohlensäure-Verlust das Eisenmaterial für die Oolithbildung liefert und zugleich den Eisenoxydulgehalt des dem Oolith beigefügten Bindemittels verursacht. Der letztere spricht also einerseits für die Nähe der Bildungsstätte, andererseits bei weiterer Entfernung von derselben für solche Strömungsbedingungen, welche die Gasverhältnisse des Wassers der Erzbildungsarea so wenig wie möglich veränderten, d. h. keine Oxydirung bewirkten.

Zu bemerken ist noch, dass wir im Bereich der Oolithbildungsarea selbst kein organisches Leben annehmen können; wir haben ja erwähnt, dass daselbst nur solche Schalengebilde mit Eisen incrustirt wurden, welche der abgestorbenen Fauna des jedesmaligen Untergrunds angehören, und nichts darauf schliessen lässt, dass Schalentiere in diesem Bereich ein normales Leben führen konnten, daselbst zu Boden fielen und incrustirt wurden. Es lässt auch dies sehr stark kohlensäurehaltige Quellen folgern, deren sprudelnde Thätigkeit den Oolith morphologisch beeinflusste, deren Kohlensäure-Verlust bei Vorhandensein von Eisenoxydulcarbonat das Material und den Zeitmoment zu der Eisenoolithbildung darbot und zugleich jedes thierische Leben unmöglich machte.

Wir müssen diesen Punkt hier ganz besonders betonen, weil Prof. HOEFER in einem kürzen Referat über meine Abhandlung (Oesterreich. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, Jahrgang 1897 S. 129) die Ansicht ausspricht, dass die Quelle der Kohlensäure in der Zersetzung von Foraminiferenleichen zu sehen sei, welche sich in Erdöl umbildeten. Die Kohlensäure soll dabei die Foraminiferenschalen corrodirt haben und Erdgase mit Erdöl auf das einfach eisenhaltige Wasser abscheidend gewirkt haben; dies soll wenigstens für die primären Eisenoolithe gelten! Sobald man die bekannte Theorie der Erdölbildung, auf welche HOEFER hier anspielt, zu Grunde legt, so müsste man hier in den primären Lagen massenhafte Nummuliten verlangen und innerhalb dieser Schicht als diagenetische Erscheinungen die von HOEFER angedeutete Reihe von Prozessen. Dabei wäre es nun vor Allem merkwürdig, dass Petroleum in unseren Lagen (der stratigraphisch gar nicht hierhergehörige Flysch — vgl. unten — kommt, abgesehen von der immer noch offenen Frage seiner primären Beziehung zu dem Tegernseer Erdölvorkommen, hier nicht in Betracht) nirgends, auch nur in Spuren, nachgewiesen ist; weiter kann diese Erklärungsart ebensowenig einen Fingerzeig geben für die morphologische Ausbildung des Ooliths selbst, als für die extensive Beteiligung

*) Der Eisengehalt stammt vermutlich von der Auslaugung zersetzen Schwefelkieses her, welcher im Urgebirgsmassiv des bayerischen Waldes bekanntlich grosse, im Bergbau sehr ergiebige Lager bildet.

der Kieselsäure an seinem inneren Gerüst; drittens sind die Nummuliten- etc. Schalen zum geringsten Theile nur corrodirt (ein grösserer Theil ist überhaupt zerbrochen); wie ist es daher möglich, im Anschluss an diese Erklärung die gerade nur für die inerustirten Faunen und Knollen geltende, vor der Incrustation erfolgende, eckige Bruchstücke hervorruhende Zertrümmerung der Einschlüsse tieferliegender Schichten verständlich zu machen, ohne gewaltige Bewegungserscheinungen anzunehmen. Gerade nur die inerustirten Gebilde haben vor ihrer Incrustation eine Zerstörung der sie zuerst im kalkigen Zustande bergenden und schon etwas erhärteten Schichten durchgemacht und gehören inerustirt mit dem Oolith der nächst höheren Schicht des jetzigen Schichtenprofils an. Wir schliessen daraus, dass sie dem Oolithbecken biologisch nicht angehört haben, sondern als Fragmente sekundär hineingekommen sind. Diese inerustirte Fauna hat nicht den Charakter einer Fauna, welche eben daselbst langsam zu Boden gesunken ist, wo sie gelebt hat, oder welche nur kurze Strecke weit von ihrem Lebensort weg geschwemmt wurde. Diesen Charakter hätte die zweite, dem transportirten Eisenoolith beigesellte, nicht corrodirte, nicht abgerollte, nicht zerbrochene und auch nicht vererzte Fauna, welche jedenfalls von der Erzarea nicht sehr entfernt gelebt hat.

Wir sind daher ganz besonders aus letzterem Grunde zu der Folgerung berechtigt, dass in dem Bereich der Entstehung der Eisenoolithe überhaupt kein Leben möglich war, also auch der HOEFER'sche Erklärungsversuch der Herkunft der Kohlensäure nicht statthaben konnte; es bleibt daher nur die Annahme der Quellkohlensäure übrig!

Da nun diese erwähnten verschiedenen Gebiete einer reichen biotischen Entwicklung einerseits und der Oolithbildung andererseits dennoch nahe bei einander gelegen haben mussten, und ihr litoral gelegener Ablagerungsboden bei stärker hereinbrechenden marinen Strömungen von diesen berührt und aufgerührt, in seinen Materialien bei nicht zu weitem Transport in unser Gebiet verschleppt und miteinander vermengt wurden, so mussten sie doch in etwas geotopisch von einander getrennt sein, was ja durch die localen tektonischen Vorgänge, welche, wie erwähnt, in die Oolithbildungsaera zweifellos hineinspielen, schon im Voraus begründet sein muss. Wir müssen daher von den verschiedenen Ausgangspunkten der Schlussführung eine enge Angliederung der Oolithbildungarea an den Uferbereich des vindelicischen Continents behaupten.

Nach dieser ungefährnen Darstellung der Localität und der Theorie der Entstehung des Eisenooliths erübrigts es uns noch, auf eine andere Ansicht der Eisenoolithbildung einzugehen, welche dieselbe im Ganzen und Allgemeinen durch eine Umsetzung aus vorgebildetem Calcit- oder Arragonitoolith erklärt; dieser Ansicht, welche z. B. in jüngster Zeit von O. LANG (Glück auf 1895 S. 1093) vertreten und zu welcher in dem inhaltsvollen Werk von JOHANNES WALTHER (Einleitung in die Geologie S. 709) eine theils abwartende, theils beistimmende Stellung genommen ist, wurde von den interessanten Eisenoolithvorkommen der Clintonerze — (vgl. Zeitschrift für praktische Geologie 1893 S. 246 und 1895 S. 304, H. SMITH, Die Haematite von Clinton) — von rein geologischem Standpunkte aus lebhaft widersprochen. Wie aus Obigem hervorgeht, nehmen wir die gleiche Stellung ein, wie H. SMITH, haben aber hauptsächlich durch seine Erörterung angeregt, um auch von negativer Seite unsere Ansicht zu stützen, das alpine Gebiet in zahlreichen Einzelumständen von diesem Gesichtspunkte aus, deren hauptsächlichste wir noch kurz anführen wollen, durchmustert.

Die gegnerische Ansicht kann die Entstehung des Eisenooliths aus Kalkschichten auf zweifache Weise behaupten, einerseits als Umsetzungsvorgang eines morphologisch vorgebildeten organischen oder andererseits anorganischen (in letzterem Falle aus einem progenetisch d. i. vor der, oder diagenetisch d. i. nach der Schichtbildung entstandenen) oolithischen Kalkgebilde. Im Allgemeinen fehlen nun in unserem ganzen Ablagerungsgebiet gerade in diesen Schichten sowohl überhaupt anorganische Kalkoolithe, welche in den Zonen der kalkreichen Seitenfacies zu erwarten sein müssten, als auch im Speziellen in den den Oolithlagern entsprechenden Stellen oolithoide organische Bildungen, Pseudo-Oolithe, wie Nulliporen, in Beziehung auf welche ein Eisenoolith immerhin das entsprechende „Fossilerz“ (vgl. unten) darstellen könnte. Andererseits fehlen anorganisch-oolithoide Bildungen, wie man sie z. B. als Grossoolith (im Grunde nur eine Sinterbildung in älteren Hohlräumen) aus den mächtigen Kalkmassiven der Kalkalpen kennt, ganz. Einer einfachen diagenetischen „Disgregation“ eines ursprünglich continuirlichen Kalklagers (etwa vergleichbar der Kieselring- oder Kieselkugelbildung in fossilen Kalkschalen) widerspricht die Thatssache, dass, da der Eisenoolith als ein in Säuren unlösliches, morphologisch mit dem Oolith identisches Gerüst einen Kieselsäurekern besitzt, dennoch jede andere Spur einer Verkieselung von Schalen etc. in unseren Schichten durchaus fehlt.*). Dieser Umstand trifft in gleicher Weise abweisend den möglichen Einwand, dass ein etwa morphologisch vorgebildeter Kalkoolith eben nur auf die jetzige Erzzone beschränkt war und in ganzer Ausdehnung in den Eisenoolith umgewandelt worden wäre.

Ebenso ist wichtig, dass keine einzige der in unserem Gebiet (nach anderen Kennzeichen als der Incrustation) **nicht** auf sekundärer Lagerstätte befindlichen Schalen eine Vererzung zeigt, dass aber diese Schalen andere diagenetische Vorgänge wohl durchgemacht haben. Wir kommen so zu der genaueren Untersuchung der Fossilerze unserer vererzten Faunenbestandtheile. Chemisch unterscheiden sie sich schon sehr wesentlich vom Oolith; während z. B. die dem Oolith sehr ähnlichen kleinen Erznummuliten einen sehr bedeutenden und relativ gleichmässigen Kalkgehalt aufweisen, fehlt derselbe bei dem Oolith ganz! Untersucht man nun die Mikrostruktur dieser vererzten Nummuliten und Korallenreste, so findet man nicht nur die Kammerhöhlungen und feinsten Kanalhöhlungen mit Erz erfüllt, sondern auch gewisse in grösster Regelmässigkeit vertheilte, der Mikrostruktur der Wände selbst angehörige Fasern, die sich auch bei nicht vererzten Kalknummuliten durch dunklere, nicht glasige Helligkeit der Färbung als organisch viel weniger dicht verkalkte Streifen erweisen; es sind dies die mit reichlicherer organischer Substanz ausgestatteten, faserig differenzierten Kernstreifen der krystallin-faserigen Schalenverkalkung; in diese durch die Zersetzung der organischen Substanz selbst permeabel gemachten Streifen dringt nun infiltrirend die Erzsubstanz ein.

Wir haben also hierin eine einfache Infiltrationserscheinung und keine Vererzung in dem Sinne einer vollständigen chemischen Umsetzung der Kalksubstanz, welche der Umsetzung eines Kalkooliths in einen Eisenoolith zum Beweis dienen könnte.

*) Auch fehlen den Sandkörnern der Sandsteine durchaus etwa die diagenetisch angesetzten Krystallflächen, welche selbst in ganz jungen Sanden zu beobachten sind und das Cursiren freier Kieselsäure im Gestein unwiderleglich beweisen würden.

Wie also keine eigentliche Verkieselung der Fossilien stattfand, so war auch in unserem Gebiete keine wahre Vererzung möglich, und wenn man so häufig in sehr stark eisenhaltigen Sandsteinen Verkieselungen findet und trotzdem keine Erz-infiltration, so scheint dies ein Beweis zu sein, dass zur Bildung des Ooliths der Kieselsäure- und Eisengehalt ihres Trägers, des Wassers, in einem besonderen chemisch-physikalischen Zustand sich befanden.

Dem Eisenoolith morphologisch und chemisch ähnlich verhält sich der Glaukonit, und wir können die Betrachtung des Ooliths nicht beschliessen, ohne die des Glaukonits noch kurz zu berücksichtigen; beide sind jedenfalls von Weitem zusammenhängende Bildungen. Auch der Glaukonit erfüllt in ähnlicher Weise die Kammern- und Röhrennetze der Nummuliten; wie aber letztere Erscheinung schon seltener ist, so habe ich eine „Glaukonitisirung“ der „Porenfasern“ nie beobachtet. Der Prozess der Glaukonitisirung ist also nicht so intensiv als der der Vererzung; es kann dies sowohl an dem in seinem innersten Structur-gefüge schon vorher gelockerten Zustand der vererzenden Nummuliten als in der Besonderheit der Umstände der Vererzung, wahrscheinlich in beidem zugleich liegen.*). Für die mit Glaukonit erfüllten Nummuliten, besonders der Adelholzener Facies, gilt aber auch die unbestreitbare Thatsache, dass sich der Glaukonit da bildete, wo auch eine biologische Entfaltung möglich war; dies kann für die Erzbildungsarea aber nicht gelten. Zunächst der Selektion nach dem Gewicht mag auch der Umstand vollständig getrennter Bildungsgebiete dazu angeführt werden, das sich stets gänzlich ausschliessende Auftreten der Glaukonit- und Erzlager zu erklären.

Aber auch das Glaukonitvorkommen überhaupt vermag unsere Theorie des Verlaufs des cretacisch-eocänen Litoralgebiets zu stützen. Schon die unmittelbar liegenden cretacischen Schichten zeigen im Allgemeinen dieselbe Gesteins-Facies, mit der das Eocän nach der procänen Continentalunterbrechung wieder beginnt; besonders zeigen sich hier die entschiedensten Glaukonitsandsteine (wie stellenweise auch im Untereocän) in der obersten Kreide, den Oberstdorfer Sandsteinen (Hachauer Horizont); schwache Lager liegen auch in den Gerhartsreuter Sandmergeln, hauptsächlich aber in den tiefer gelegenen sog. Burgbergsandsteinen (Stallauer Sandsteinen, vgl. Geogn. Jahreshefte 1895). Wie nun für die Gerhartsreuther Schichten eine Vertretung am alpinen Ufer durch sandfreie Mergelschichten möglich ist, so ist dieselbe für die glaukonitreichen Burgbergsandsteine (Obersenon) tatsächlich da; sie selbst entsprechen einer vindelicischen Facies, welche nach Süden zu zwischen den tieferen Seewenmergeln und den aufgelagerten Pattenauer

*) Für Glaukonit hat man, als einer viel häufiger verbreiteten Bildung, sicher auch allgemeinere Voraussetzungen zu seiner Entstehung anzunehmen, nicht so specialisierte, wie man sie für den Eisenoolith voraussetzen muss; das was für beide gemeinsam ist, scheint überwiegend rein sandiges oder thonig-sandiges Flötz-Material zu sein; die Specialisirung muss also in chemisch-physikalischen Umständen liegen; zu bemerken ist noch, dass nach MURRAY die recente Bildung von Glaukonit meist an Küsten aus alten krystallinischen Gesteinen ohne Süßwasserströme stattfindet. Wie wir hieraus einerseits das auch im Kressenberggebiet stetig zu beobachtende Nebeneinander von Glaukonit und rein mariner Fauna in unserem Gebiet verstehen können, so können wir auch hieraus schliessen, dass — da der alpine Continent keine Kalkgerölle und Urgebirgsbestandtheile für die eocänen Ablagerungen liefert hat — auch die Glaukonitbildung mit der ihr angeschlossenen Fauna auf die Küste des vindelicischen Continents als vindelicische Facies bezogen werden darf. — Im Gegensatz zur Glaukonitbildung hat der Eisenoolith in seiner Begleiterscheinung viel intensivere Beziehungen zum Continent und Süßwassereinströmungen.

Mergeln auskeilt; das Gleiche gilt in der Strecke der bayerischen Alpen für die Galtgrünsandsteine, welche eine alpine Mergelschiefer-Facies südlich von der Flyschzone besitzen. Das Cenoman hat ebenfalls südlich von der Flyschzone eine alpine, von dem nördlich dieser Zone liegenden Vorkommen lithologisch und faunistisch ausserordentlich verschiedene Facies, welche erstere eine alpin-litorale, letztere eine Tiefsee-Facies ist und der Beziehung zum Ufer nach vindelicisch-pelagisch genannt werden kann. Es ist dies in Galt und Cenoman die Fortsetzung der auch sog. „helvetischen“ Facies nach Bayern bis an den Kochelsee, wo bei Grub nach (erneuter Untersuchung des Aufschlusses) Seewenkalk und Galtgrünsandstein noch ebenso mit ihrer ca. 1 m starken Uebergangszone (ohne jede Spur von Orbitulinen-Facies) in einander übergehen wie bei Agathazell am Grünten und den schweizerischen Localitäten (vgl. Geogn. Jahresh. 1894 S. 129). Wenn die Deutung, welche STEINMANN neuerdings (Berichte der naturf. Ges. zu Freiburg, Bd. V 1897 S. 49) gewissen Breccien im Gebiete der Bündener Schiefer gibt, richtig ist, nämlich die Deutung als den cenomanen Breccien der internen bayerischen Alpen identische Gebilde, als deren letztes westlichstes Glied ich die Orbitulinen-Mergel, Sande und Breccien bei Hindelang aufgefunden habe, so geht die nordsüdliche Gegenstellung dieser pelagisch-vindelicischen (helvetischen) Facies vom Rhein bis zum Kochelsee und offenbar noch weit darüber hinaus nach Osten. Wir sehen daraus, dass wir die ostalpinen Faciesgebilde im Gegensatz zu den helvetischen nicht einfach „vindelicische“ nennen dürfen, wie dies STEINMANN thut; wie schon v. WÖHRMANN für die Trias ausgeführt hat, ist in diesem ostalpinen Bereich selbst eine vindelicische und alpine Facies zu unterscheiden (Neues Jahrb. f. M. 1894). Was weiter östlich vom Kochelsee von den Grünsandsteinen, besonders zwischen Schliersee und Tegernsee, dem Galtgrünsandsteine oder dem senonen Stallauer Grünsandsteine angehört, das harrt noch der Entscheidung; nach Stücken unserer Sammlungen (vgl. das Vorkommen von *Bel. minimus* von Kaltenbrunn bei Tegernsee und vom Wurfgraben bei Miesbach) kommt sowohl Galt wie Seewenkalk vor; v. GÜMBEL erwähnt sogar (Geogn. Beschr. der b. A. G., S. 551) im Wurfgraben dieses Gebiets Gesteinsfragmente, welche dem Schrattenkalk ähneln. Das Auftreten letzterer Schichten in einzelnen, vielleicht jetzt bedeckten Klippen im Zusammenhang mit Galt und Seewenkalk kann natürlich keine isolirte Facies sein, sondern muss in Continuität mit der Vorarlberg-Schweizer Kreide stehen.*). Ein vindelicisches Litoral ist für das bayerische Cenoman im subalpinen Gebiete selbst nicht bekannt; dagegen haben wir an der Stelle, wo der stehengebliebene Hauptstock des abgebrochenen Urgebirgkerns des vindelicischen Continentes sich dem Alpengebirg am meisten nähert, eine cenomane Kreidebucht, welche sich offenbar bei Regensburg—Passau nach Süden zu, d. h. nach dem alpinen Meer geöffnet hat; in dieser hat eine litorale Fauna gelebt, welche in mancher Beziehung (vgl. SÖHLE, Geogn. Jahresh. 1896 S. 56) mehr Aehnlichkeit hat mit der alpin-litoralen Cenomanfacies als mit der pelagischen Tiefseefacies, welche in dem sogenannten Seewenkalk enthalten ist

*) Ich habe Geogn. Jahresh. 1895 Cap. VIII auseinandergesetzt, dass die vereinzelften Vorkommen dieser vindelicisch-helvetischen Facies das unveränderte Fortstreichen im Untergrund beweise und das streckenweise Verschwinden derselben nur tektonisch zu verstehen ist; wo daher zwischen Flysch und Molasse breitere Kreidestreifen auftreten, zeigen sich sofort auch die tieferen, mittleren und unteren Kreidestufen, wenn auch nur in Klippen einer Nordfacies, der die zugehörigen, südlich vom Flysch liegenden Faciesentwickelungen streng gegenüberstehen (vgl. auch DR. ULR. SÖHLE, Geogn. Jahresh. 1896 S. 61).

und von der Schweiz in nordsüdlicher Gegenstellung zur alpin-litoralen Facies nach Bayern bis über den Kochelsee, ziemlich nordsüdlich von Regensburg am Alpenrand verfolgt werden kann. Im hintersten Winkel dieser Cenomanbucht haben wir in der Basis von ebenfalls glaukonitreichen Schichten die dieser Formation zugehörigen Amberger Eisenerze. Diese Bucht, welche durch besondere tektonische Ereignisse fixirt war, trifft zum Theil zusammen mit der alten Bodenwörther Bucht, welche sich als eine nach Norden in das germanische Meer sich öffnende Bucht des vindelicischen Continents schon zur Liaszeit als erzbildend (oolithisches Eisenerz) erwiesen hat; hier kommen auch mit dem cenomanen Amberger Erz kleine Kohlenlager vor. Bemerkenswerth ist, dass in diese alte Bucht Dogger- und Malmbildungen nicht mehr eindringen, dass sie also vom Lias bis zur Cenomanzeit Festland war. Erst mit der Eröffnung der Bucht nach SO. d. h. in das vindelicisch-alpine Meer (welche Eröffnung der Entstehung der alpinen Gosaubuchten der Form nach ähnlich zu sein scheint) haben wir wieder im weiteren Sinne vindelicisch-litorale Trümmer-, Sand-, Glaukonit- und Eisenbildungen, welche an gewissen Stellen auch oolithisch sind. v. GÜMBEL sagt bezüglich letzterer (vgl. Die fränkische Alb S. 605): „Spalten im Juragebirge, wie jene bei Amberg, Sulzbach, und kluftartige Vertiefungen des Bodens sind mit den Eisenmineralien erfüllt, als ob stellenweise eisenhaltige Quellen damals aus dem Untergrund aufgestiegen wären und solche eisenreiche Absätze verursacht hätten.“ Es ist berechtigt, den bei der Regensburger Bucht zu beobachtenden Theil der hercynischen Fauna in Hinsicht auf die alpine Facies hercynisch-vindelicisch zu nennen; mit dem Urgebirgskern und den anhängenden Juraschollen verschwand auch nach dem Schwarzwald hin alles auf ihnen liegende Cenoman. Dieser Cenomantransgression entspricht eine gleiche auf dem alpinen Ufer, da das Cenoman hier gegenüber den Galtsschichten ebenso ein weiteres und eigenes Verbreitungsgebiet hat, wie das Untersenon der Gosauförderung gegenüber den Cenomanablagerungen. Da der Flysch (vgl. unten) die am wenigsten in die Alpenbuchten vordringenden obersten Senonschichten und diese nicht vollkommen transgredirt, bildet er nothwendig eine Scheide zwischen den alpin-litoralen einerseits und den vindelicisch-litoralen mit vindelicisch-pelagischen Facieszonen der mittleren und oberen Kreide. Es gilt dies auch nach VACEK für die untere Kreide im Westen bezüglich der Scheidung der alpinen und sog. „jurassischen“ Facies, welche als vindelicisch-jurassische zu bezeichnen wäre. Die Flyschzone ist sogar selbst als eine mehr alpin-pelagische Vertretung der das Ausdehnungsbereich der alten Cenoman- und Senonbuchten wieder umfassenden (obereocän- bis unteroligocänen Reiter Schichten aufzufassen.

Wenn wir hiermit die Betrachtung der Faciesverhältnisse des Untergrunds der eocänen Ablagerungen schliessen, so ist es nothwendig, schon wegen einiger wichtiger praktischer Folgerungen, noch die Geschichte des Hangenden der Erzlager kurz zu skizziren.

Unmittelbar über den Kressenberg- (bezw. Eisenärzt-, Sandnock- und Adelholzener) Schichten folgen in gleicher Weise überall die „Stockletten“, welche stets in bemerkenswerther Entfernung von ihrer unteren Grenze Nulliporenablagerungen (Granitmarmor) enthalten, deren Nummuliten auf die Gleichstellung mit den südalpinen Priabonaschichten schliessen lassen. Obwohl Faciesdifferenzirungen viel weniger deutlich sind, so lassen sich doch annähernd ähnliche Zonen unterscheiden, wie im Mitteleocän, besonders lässt sich wahrscheinlich machen, dass vor ihrer Ablagerung eine Trockenlegung des ganzen Gebiets die mitteleocäne

Periode der Eisenoolithe gänzlich abgeschlossen hat. Die neue Inundation erfolgte aber noch wesentlich im alten Eocänbecken. Nach Westen zu und jenseits des Grünten nimmt diese Mergelschiefer-Formation unbestreitbar allmählich Flysch-facies an und bildet im Norden der Schweiz offenbar den unteren Flysch der schweizerischen Geologen.

Ueber diesen Priabona-Stockletten ist in unserem Gebiete nur an einer Stelle im tektonischen Hangenden allerdings mit Grenzstörungen eine Ablagerung bekannt, welche ich zuerst als Aequivalent der untersten Eocänschichten ansah; je mehr ich mich aber in die Einzelheiten der in Rede stehenden beiden Ablagerungen vertiefe, desto mehr komme ich zu der festen Ansicht, dass erstere das stratigraphisch Hangende der Stockletten, also die oberste der Ablagerungen des Eocänbeckens darstellt; das sind die „Achthaler Sandsteine“, welche fast der ganzen Breite dieses älteren Beckens zu entsprechen scheinen.*). Das Wichtige ist, dass diese Ablagerung im Kressenberg- und Grüntengebiet zweifellos ein ganz kalkarmes vindelicisches Aequivalent des mehr alpin-pelagisch liegenden, mit Kalkbildungen durchsetzten ächten Flysches ist. Die Zunahme des Kalkgehaltes in diesen Zonen von Nord nach Süden kann in ganz ähnlicher Weise wie die Rothfärbung der Flötze nach dem Maasse ihrer Entfernung von ihrem mehr vindelicischem Ursprungsort durch Abnahme des Kohlensäuregehaltes (wie bei den Rothflötzen durch Zunahme der Wirkung des Sauerstoffgehaltes) erfolgt sein. Starker Kohlensäuregehalt ist überhaupt für die Gewässer des Flysches, die wohl Pflanzenleben, aber kein Thierleben gestatteten, schon mehrfach angenommen worden. Ueberwiegender Kohlensäuregehalt auf der vindelicischen Seite würde also keinen Kalkniederschlag hier zulassen, wohl aber bei der Seichtheit der Gewässer nach der alpinen Seite des Flyschmeeres zu, wobei sich endlich erst in den alpinen Buchten von Reichenhall und Reit im Winkel (Gadmenfluhe, Diablerets) organisches Leben entwickeln konnte. Diese Flyschbildung wäre demnach über das in Bayern von Senonschichten gebildete alpine Steilufer transgredirt, welches Ufer in der Schweiz schon zur Zeit des oberen Mitteleocän mit dem Complanatushorizont (vgl. oben S. 31) überschritten war. Daher merken wir in der Schweiz von dieser Flysch-Transgression fast nichts, abgesehen von einzelnen inselartigen Riffen, welche an Stelle der älteren mitteleocänen Uferbarre stehengeblieben sind (vgl. oben S. 31, 34).**)

Die Achthaler Sandsteine müssen aber auch auf der vindelicischen Seite als eine Transgressionsbildung aufgefasst werden. Mächtige Conglomerate, welche in

*) Meine erste Annahme, dass diese Sandsteine die Basis des Eocäns bildeten, war besonders, ausser gewissen faciellen Aehnlichkeiten, durch die scheinbare Unterlagerung typischer Achthaler Sandsteine unter den unteren Erzschichten in Jobstenbruch veranlasst; es können aber diese Sandsteine hier ebenso in's Hangende des nördlichen Zuges gehören, welcher als gestörte Fortsetzung des Ferdinand-Emanuelflötzuges aufgefasst werden muss, in dessen Hangendem auch Reste des Stockletteneplexes angetroffen werden (vgl. Taf. II Fig. 4); auch hierin wäre eine Beziehung der Achthaler Sandsteine zur Priabonastufe angedeutet, wie dies bei Achthal und in Riedlgraben deutlich ist. Da die Gesteine des Jobstenbruches von mehreren streichenden Verrutschungen durchsetzt sind, so ist natürlich die Profilfolge so lange nicht als unumstösslich richtig anzusehen, als sie nicht durch anderweitige Profilvergleiche gestützt werden kann; dies gilt für sämmtliche Lagen bis zu den erwähnten Sandsteinen, welche aber mit einzelnen Begleitbildungen (grauen Letten) eine Ausnahmestellung unter den „Grenzsandsteinen“ bilden würden und in der Nordzone auch an und für sich eine besprochene Isolirtheit zeigen.

**) Neuerdings hat G. STEINMANN die schon besonders von HEER ausgesprochene Ansicht wieder aufgenommen, dass der sog. Flysch des Praettigau wirklicher Flysch sei, der hier aber ältere Formationsglieder transgredire; die Flysch-Transgression reicht also noch in die Schweiz hinein.

die Flyschzone fortsetzen und da allmählich sich verschwächen und auskeilen, welche unabgerollte Brocken von den Alpen fremden, granitischen und anderen „exotischen“ Gesteinen führen, bezeichnen bei positiver Strandverschiebung den Anprall der Wogen an einem nahen vindelicischen Urgebirgskern. Wir folgern auch hieraus, dass eine einfache rein marine Brandung an solchen Gesteinen nicht zur Oolithbildung führt, sondern dass es andere, mehr intern continental zu nennende Vorgänge sind, welche dieselbe begünstigen. Dass die Flyschbildung überhaupt in der That mehr alpin-pelagischen Faciescharakter hat, muss man ganz besonders daraus folgern, dass dies Phänomen auch zweifellos theilweise der Kreide angehört. An einer ähnlichen Stelle, wie sie das Grützgebiet in Bezug auf Unterscheidung der unteren Flysch- und Stockletten-Facies des Priabona-Complexes darstellt, setzt auch vom Untersberg nach Osten zu eine Flyschfacies für Schichten ein, welche als ein alpin-pelagisches Aequivalent entweder der in die Alpenbucht eindringenden Belemnitenmergel oder gar der noch tieferen Gosauschichten aufgefasst werden muss. Diesen untersten Flysch haben nach STUR die österreichischen Geologen neuerdings von einem „oberen“ Flysch, der allein unserem bayerischen Flysch in toto entspräche, im Wiener Wald gut zu trennen vermocht.*). Wir könnten daher auch für den oberen Flysch eine Buchtenfacies verlangen und finden sie auch in den den Priabonaschichten in den Südalpen eng verknüpften Ablagerungen der Reichenhaller und Reiter Buchten in Bayern, welchen in der Schweiz die gleichfalls auf älteren Gesteinen aufliegenden und die grosse oberste Flyschtransgression ins Innere des alpinen Continents fortsetzenden Ablagerungen der Diablerets und der Gadmenfluhe gleichzustellen sind.**)

Im Norden der Flyschzone hat man als Aequivalent dieser Buchtengebilde wohl nur jene nördlich von Wien, die Zone der mitteleocänen Ablagerungen des Waschbergs nach Norden überschreitenden Foraminiferen-Melettaschichten der Reingruber Höhe zu vermuten und vielleicht auch das Vorkommen an den Pfaffenholzschichten nördlich von dem mitteleocänen Hollingsteiner Kalk bei Niederhollabrunn. Bezeichnend ist, dass die in diesem Gebiet als alteocän bezeichneten Ablagerungen mit stärkerem Kalkgehalt eckige Trümmer und Geschiebe von Granit, Gneiss, Serpentin, Hornblendegestein, Quarz etc. führen, welches Vorkommen doch gewiss auf das nahe, nördlich davon liegende Urgebirgsmassiv mit Granit, Syenit, krystallinen Schiefern mit Serpentin und krystallinischen Kalksteinablagerungen hinweisen. Wenn dies zwar in gewisser Beziehung eine locale Entwicklung ist, so beweist es doch, dass die Erzfacies gewiss nicht auf allgemeinere marine Vorbedingungen, sondern auf noch mehr spezialisirte und localisirte Phänomene zurückzuführen ist.***)

*) Ich kenne diese Ablagerungen nicht aus eigener Anschauung und ähnliche zusammenfassende Detailbeschreibung der von STUR unterschiedenen Zonen, wie wir sie für die Schweiz nach KAUFMANN und ESCHER haben, besitzen wir noch nicht; es ist mir daher unmöglich die im Wiener Sandstein unterschiedenen Zonen näher mit unserem Achthaler Sandstein zu vergleichen.

**) Darnach könnten „Bündener Schiefer“, welche südlich dieser Linie liegen, nicht mehr Flysch sein, sondern müssten älteren Formationen angehören.

***) Wenn man weiterhin das in der STUR'schen Karte von Wien am Waschberg als anstehend eingezeichnete Granityvorkommen in Betracht zieht, so kommt man noch zu dem Schluss, dass einfache Auslaugungsverhältnisse granitischer Gebiete zur Eisenoolithbildung nicht Anlass gegeben haben; wir müssen daher unser Augenmerk auf besondere Einschlüsse im Granit richten. Hierbei werden wir bezüglich des Auftretens von Eisen absetzenden Quellen auf das Vorkommen gewaltiger Schwefelkieslager im Urgebirg des bayerischen Waldes hingewiesen; das berühmte Lager bei Bodenmais

Wenn wir so auch in der Flyschbildung eine entschiedene Zweiseitigkeit der heute dem alpinen Rand angelagerten obereocänen-unteroligocänen Ablagerungen erkennen (wobei ich noch in Parenthese bemerke, dass schon E. Süss in Norditalien in dem Gebiete der Maristica von Uebergängen der unteroligocänen Buchten- und Küstenfacies in Flyschfacies berichtet hat), so wird auch hinsichtlich gewisser praktischer Folgerungen uns die letzte Frage nahegelegt, was aus dem diese Zweiseitigkeit der Faciesbildungen bedingenden vindelicischen Continent im weiteren Verlaufe der Tertiärperioden wird.

Die Ansicht v. GÜMBELS ist die, dass der vindelicische Urgebirgsrücken mit den diesem Zwischengebirge (zwischen Alpen und Juragebiet) beiderseits angeschlossenen cretacischen Schichtenablagerungen in die Tiefe sich abgesenkt und einer langgestreckten Niederung Platz gemacht hat, in welche nun von SW. her die Fluthen des jüngeren Tertiär-Meeres eindrangen. Wir haben an dieser Ansicht nur zu modifiziren, dass nicht alle beiderseitigen Ufergebilde des vindelicischen Continentes verschwanden, sondern in Bezug auf das Alttertiär die vindelicisch-litoralen und auch die mehr pelagischen Antheile noch vorhanden sind, also am heutigen Alpenrand nicht nur alpin-litorale Ablagerungsgebiete vorliegen. Die so in Zusammenhang mit den Alpen gesetzte Region südlich der Abbruchslinie wird von Neuem alpine Uferregion des in die Einbruchsversenkung eindringenden Molassemeeres und hat jedenfalls als Randregion bedeutende Abtragungen erfahren, wodurch einerseits erklärt werden kann, warum die hangendsten Schichten des alttertiären Gebiets, die Achthaler Sandsteine, z. Th. auch die Stockletten häufig fehlen bzw. (besonders in der Nordregion) sehr reduziert sind, und andererseits, dass es dadurch möglich war, die Gebilde des tertiären Meeres bei der letzten grossen, pliocänen Faltung des Alpengebirgs (besonders in der nördlichen Zone die der Adelholzener Facies) auf einen so geringen Raum zusammen zu schieben. v. GÜMBEL vergleicht mit Recht tektonisch die Bildung der bayerisch-fränkischen Niederung zwischen Alpen und Jura überhaupt mit der Bildung der nur etwa dreimal schmäleren Rheinthalssenke; man kann diesen Vergleich noch weiter verfolgen; wie nämlich dort das Randgebirge mit zahlreichen, dem Absenkungsrand parallelen Längsverwerfungen durchzogen ist,*)

liegt nordöstlich jenes merkwürdigen „Pfahls“ einer Quarzgangerfüllung, welche in die Verwerfungen der Bodenwörther Bucht mit ihren cenomanen Eisenoolithen ausstreckt; offenbar in einer Parallelstörung bricht das Urgebirg zwischen Regensburg und Linz ab.

*) Die sich am Rande der Rheinthalung (vgl. Blatt Speyer) zusammenschaarenden Verwerfungs-spalten waren nach ihrer Entstehung von einzelnen Basalteruptionen durchsetzt (wie nordwestlich der Donauniederung), andererseits von warmen, kohlensäurehaltigen, von unten nach oben durchtretenden Quellen durchzogen, welche das Buntsandsteinengebirge am Rande „entfärbten“, nicht sowohl in dem Küstenconglomerat des oligoc. „Meeressandes“ und den darauf folgenden Thon- und Mergellagern starke Eisenockerabsätze erzeugten (vgl. v. GÜMBELS Geologie von Bayern II S. 1034 etc.), als auch Verkieselungerscheinungen dasselbst und in den Buntsandsteinpalten hervorriefen; auch Bergbau veranlassende Eisengangbildungen hängen hiermit zusammen. Die Brandung war an diesen tertiären Schichten, wie sich direkt nachweisen lässt, eine sehr bedeutende, weshalb es wohl nicht zur Bildung eines Eisenooliths kam. Obwohl die Geröllstärke des Brandungsmaterials sich sehr rasch von der Küste weg verschwächt, lässt sich auch hier in dem ganzen Gebiet entschiedenerer (in ausgedehnter Weise gewonnener) Ockerabsätze keine Spur animalischen Lebens nachweisen, welches in nicht grosser Entfernung nördlich und südlich in der That überwucherte. Dass die erwähnten Eisenerzgänge im Buntsandstein nicht ihr Material aus dem gleichzeitig entfärbten Buntsandstein selbst, sondern aus dem tieferen Urgebirgsuntergrund haben, geht ausser ihrer Lage auf der Innenseite der Entfärbungszone auch aus dem Auftreten von Blei- und Zinkerzgängen hervor! — Es lagen also hier alle Bedingungen zu einer Oolithbildung vor, nur war der Austritt eisenhaltiger Quellen durch eine starke Brandung gestört; darum glaube ich, fand auch keine, ruhig fliessende Quellwässer voraussetzende Oolithbildung statt.

so scheint es auch mit dem alpinen Uferrandgebirg des Molassemeeres gewesen zu sein und hierin die Erklärung der (besonders im Nordgebiet) grossen Anzahl von enggedrängten, nun steil nach Süden geneigten Eocänschollen zu liegen, von welchen ausgehend wir unsere vorliegende Darstellung begonnen haben.

Wie wir nun aus dieser von allen möglichen Seiten gestützten theoretischen Orientirung des Zusammenhanges der die Eisenoolithe und der solche nicht führenden Zonen sowohl für das Innere der jetzt am Alpenfuss liegenden Eocängebiete über etwa vorhandene Ablagerungen von Flötzen überhaupt, als auch über die Art der Flötze, wie *a priori*, Folgerungen ziehen können, welche von der Wahrheit nicht so weit abliegen dürften, so kann sie auch dazu dienen, allgemeinere Aussagen über das Weiterstreichen dieser Eisenlagerstätten in jetzt von jüngeren Tertiärlablagerungen, der Molasse, bedeckten Gebieten zu machen. Da unsere Ansicht der Auffassung widerstreitet, dass die Molasse sich auf einem flachgeneigten Ufer von höheren Alttertiärschichten ohne wesentliche Discordanz abgelagert habe, so müssen wir vor Allem betonen, dass sich erzführende Eocänschichten nur in grosser Tiefe jenseits d. h. nördlich der jetzigen Eocängrenze unter der Molasse vorfinden können; wir müssen ja bedenken, dass die Erzlager hier von ihrem noch nicht abgetragenen Hangenden, nämlich den sogenannten Stockletten und den Achthaler Sandsteinen (oder Flysch) bedeckt sind und dass diese nicht, wie die jetzige Erzregion, während der Molassezeit selbst der Erosion ausgesetzt waren. Ganz bestreiten müssen wir die Möglichkeit der Existenz von Erzlagern unter der Molasse überhaupt für das Kressenberger Gebiet, das Neubeuerer Gebiet und das Kreide-Eocängebiet rechts der Isar; das Gebiet links der Isar nach Benediktbeuern zu lässt diese Möglichkeit offen.

Vom Grünten nach der Schweiz zu haben wir nach der Beschaffenheit des Erzes wohl ein neues Bildungsgebiet; während wir die sich verschwächende Erzführung bis hieher auf eine nordwestlich von Salzburg gelegene Hauptbildungarea des Erzes beziehen können, welche vermutlich ungefähr der Ausmündung der Regensburger Bucht über Straubing nach Passau zu entspricht, können wir die des Grünten vielleicht auf eine zweite (den späteren Abbruch des vindelicischen Rückens vom Schwarzwald im Westen Bayerns begrenzende) Stelle beziehen. Ich glaube, dass mit dieser zweiten (vgl. S. 29), auch tektonisch im Gebiete der Alpenfaltung selbst wichtigen Grenzregion, welcher in fast allen Formationen bemerkenswerthe Faciesänderungen entsprechen, eine zweite Erzentstehungs-Lokalität der Bildung des Grüntenerzes zu suchen ist. Von hier nach Westen verschwächen sich die Erzvorkommen in gleicher Weise wie vom Kressenberg nach Westen zu und an einer Stelle, wo nach QUEREAUS, ganz unabhängig von unseren damals noch nicht publicirten Erörterungen dargestellten Hypothese in den merkwürdigen Trias-Jura-Riffen sich wirkliche Randtheile des alttertiären vindelicischen Continents von Norden her auf den Flysch herübergeschoben haben; sie zeigen in den überschobenen Gebirgsmassen ebensowenig wie jüngere Kreidegesteine so auch Eocängesteine überhaupt. Wir hätten hier also ein Küstengebiet, das von der Neocomzeit an Continent war, und verstehen zunächst, dass hier den Eocänsablagerungen ein unübersteigliches Steilufer gewesen sein muss, welches keine Transgression der Gewässer nach Norden, also auch keine Bildung Adelholzener Facies zuliess, und dass zu dieser Epoche die Gewässer eine Transgression nach Süden zu einschlügen. Wenn daher

in der Schweiz zunächst der Flyschgrenze unter der Molasse noch Erz zu erwarten ist, so kann es nur ein sehr schmales, noch stärker als die von KAUFMANN sogenannte „subalpine Eocänzone“ zertrümmertes Band darstellen. Zudem ist noch weiter nach Westen zu über den Thuner See hinaus nirgends ein Eisenvorkommen im Alttertiär bekannt; ein Pisolithvorkommen an der Basis der Diableretsschichten scheint eher der Periode des unteroligocänen Bohnerzphänomens anzugehören und der Castelgombertoschichten-Flysch-Transgression unmittelbar vorhergegangen zu sein.

Es lassen sich also zwei der mittleren Hauptmasse des versunkenen vindelicischen Continents, bezw. dessen östlichen und westlichen Grenzregionen ungefähr entsprechende Eisenoolith-Bildungsregionen annähernd feststellen. Da der Eisenoolith wegen seiner grossen Schwere überhaupt nicht weit transportirt worden sein dürfte, so hätten wir zwei diesen Bildungsgebieten nahegelegene **Hauptsedimentationsgebiete** und westlich davon liegende **Verschwemmungsgebiete**. Das Kressenberggebiet selbst scheint nur dem westlichen Ende des östlichen Hauptsedimentationsgebiet zu entsprechen, das im Fortstreichen der Zone in seinem Erzreichthum über Teisendorf nach Mattsee zu sich noch ebenso steigern kann als die Ergiebigkeit des Kressenberglagers selbst im nordöstlichen Revier am grössten war. Die günstigsten Aussichten nach der Erzqualität müsste das östliche Auftreten Haunsberg-Mattsee bieten, welches aber unter der Molasse von Stockletten und Achthaler Sandsteinen bedeckt, bergbaulich nur sehr schwer erreichbar und wohl sehr gestört ist.

In letzterer Hinsicht günstiger gelegen wären Tiefenbaue in der nördlichen Region der Achthaler Sandsteine (bezw. Flysch) zwischen Achthal, Ober-Teisendorf und Markt-Teisendorf, denn die mitten aus dem Flysch SO. Markt-Teisendorf bei Vachenlueg auftauchende Eocänklippe ist schon ziemlich erzreich, liegt verhältnissmässig weit südlich und sehr weit von dem nördlichen Auftreten der Adelholzener Zone in dieser Umgegend (Starz im Surrthal) entfernt.

Aus der vorliegenden Behandlung dieser Fragen und den angeschlossenen bergbaulichen Folgerungen geht hervor, dass die Erörterung der Entstehung der Eisensteinvorkommen als Lager nicht minder complicirt ist als der der Erzgänge überhaupt; allerdings hat man bei letzteren das unmittelbar umgebende Gestein als einen nächstliegenden Ausgangspunkt; allein auch die Kenntniss dieses reicht nicht aus, alle die bei der Erklärung der Erzlagerstätten als Gangbildungen sich aufthürmenden Schwierigkeiten zu überwinden und stehen sich verschiedene Theorien schroff gegenüber. Die Erörterung der rein neptunistischen Bildungsstätte der Eisenoolithe hat nothgedrungen ein viel weiteres Feld zu berücksichtigender Faktoren und kann nicht bei dem Nachweis der Sedimentation der Lager einfach Halt machen; Vertheilung von Strand und Meer, Beziehungen zu der Fauna und Flora während der Entstehungszeit des Ooliths sind neben seiner jetzigen Lagerstätte nothwendig beizuziehen; auch die Beschaffenheit der Continentalmassen sind hier ebenso zu berücksichtigen, wie man dies für die Entstehung des Glaukonits schon früher betont hat; ein kurzes Summarium des für den vorliegenden Fall der nordalpinen eocänen Eisenoolithvorkommen verfolgten Weges und der geleisteten Resultate darf daher am Schlusse dieses vielleicht auch für die Deutung anderer Oolithlager maassgebenden oder anregenden Versuches einer allgemeineren Lösung von Wichtigkeit sein.

Zu Grunde gelegt werden musste natürlich eine genaue Profilirung des Gebietes nach den vorzüglichsten Petrefakten und der Tektonik; nur unter ein-

gehender Berücksichtigung dieser Faktoren war auch die stratigraphische Orientierung der Erzflöze möglich; das Resultat war die Feststellung einer Anzahl von tektonisch separirten Parallelzügen eines und desselben mitteleocänen Complexes, von denen je mehrere sich zu natürlichen Gruppen gleicher Faciesbildung zusammenschliessen; man hat so vier Parallelzonen gleicher Facies; die nördlichste Zone zeigt in eigenartiger Schalenbettfacies nur die oberste Schicht des ganzen Profils der drei ausserdem noch tiefere Mitteleocänhorizonte enthaltenden südlicheren Facies-Zonen. In diesen südlicheren Zonen tritt das Erz auf und hält sich fast ganz in der mittleren Zone, zu beiden Seiten von nur eisenschüssigen Sandsteinzonen flankiert; hier zeigt sich eine deutliche Zweiseitigkeit der Faciesbildungen. In Bayern zeigt sich bezüglich der zuerst ausgeschiedenen obersten Schicht in einer nördlichen Zone keine Zweiseitigkeit; dagegen zeigt die Schweiz die hier auftretende Schalenbett-Facies (mit bestimmter Fauna) auch im Süden und dieselbe Facieszonenfolge in Parallelzügen von S. nach N., wie Bayern von N. nach S. Darnach ist kurz auszusprechen: Die gesammten nordalpinen oolithführenden Mittel-Eocänvorkommen entsprechen einem nicht sehr breiten Meere mit 1. einem nur für die obersten Schichten geltenden, local verschiedenen (nördl. oder südl.) gelegenen litoralen Flachsee-Transgressionsgebiet von wechselnd grosser horizontaler Ausdehnung und 2. einem eigentlichen mehr pelagischen Gebiet mit starken von O. nach W. gehenden Strömungen, von welchen das oolithische Erz nach dem spezifischen Gewicht in einer mittleren Tiefenregion des Meeresgrundes und die Quarzsandtreibmaterialien zu ihren beiden Seiten in nach dieser tieferen Mittelzone zu geneigten, flacheren Seitenregionen des Beckens abgelagert wurden.

Der zweite wichtige Punkt unserer Resultate ist die Bildungsstätte des Erzes selbst; die allgemeinste Ueberlegung sagt uns, dass das Erz daher stammen müsse, woher auch die übrigen Sedimentbestandtheile seiner Begleitschichten kommen, das ist der Quarzsand, dessen nicht alpine, exotische Herkunft ausser allem Zweifel ist. Höchst eigenartige Zwischenlagerungen von zum Theil abgerollten, zum Theil nicht abgerollten Fossilien- und Schichtgestein-Fragmenten, welche in ihrem jetzigen Lager auf eine Randzerstörung je der nächst tieferen Schichten des Eocäncomplexes hinweisen und in ihrer starken Eisenincrustation sowohl, als auch der chemischen Beschaffenheit ihrer intensiven Eisen-Infiltration nach nur der Bildungsstätte des Ooliths selbst (mit dem sie ja auch zusammen liegen) angehören müssen, deuten uns locale litorale Regionen ganz besonderer tektonischer Verhältnisse als den Ort ihrer Entstehung an. Biologisch war die Erzbildungszone vollständig steril, was auch auf besondere Gasverhältnisse des Wassers schliessen lässt; da die Oolithbildung morphologisch einen Quellfluss voraussetzt, so werden wir es hier mit stark Kohlensäure-haltigen, vielleicht wegen des Kiesel säuregehalts des Ooliths auch warmen Quellen zu thun haben, welche in der erwähnten Zerstörungsregion austraten und aus dem tieferen Granitkern des vindelicischen Continents mit vielleicht grösseren Schwefelkieslagern ihren Eisengehalt mitbringen.*)

*) Wie eine mehr vom alpinen Continent her stark beeinflusste Facies unserer Eocänhorizonte aussieht, das zeigt der Südrand der Alpen, wo nirgends ein Eisenoolith auftritt, fast nirgends Sandlager sich zeigen, nur zeigt sich gelegentlich die Adelholzener Schalenbettfacies; trotzdem sind die Knollenzerstörungslager, wie ich mich an den verschiedensten Stellen im Vicentin- und Gardaseegebiete überzeugte, in identischer Horizontirung vorhanden und weisen auf ganz ähnliche alpin-litorale Zerstörungerscheinungen, wie wir sie für das vindelicisch-litorale Gebiet folgern

Es sind für die Nordalpen offenbar zwei grössere Bildungsstätten mit nach Westen zu sich verschwächenden Transportregionen anzunehmen, welche möglicher Weise den beiden Abbruchsgegenden entsprechen, mit welchen der alte vindelicische Continent (das hypothetische Grenzgebirge zwischen germanischer und alpiner Facies nach v. GÜMBEL) einerseits vom Schwarzwald und andererseits vom bayerischen Wald abgesunken ist. Die nähere Umgegend der letzteren Stelle war wenigstens schon zur Lias- und Cenomanzeit Bildungs- und Ablagerungsgebiet von Eisenoolithen.

Der dritte Hauptpunkt unserer Besprechung betrifft die nach der Ablagerung der Eisenoolithe noch eingetretenen stratigraphischen und tektonischen Vorgänge; es ist dies für die montanistische Orientirung der mitteleocänen Oolithlagerstätten in ihrer Horizontalausdehnung und Tiefenlage wichtig und ermöglicht Folgerungen für die gesammten Nordalpen, welche die theoretische Geologie in bergbaulicher Hinsicht der praktischen Geologie an die Hand giebt.

Wir skizziren zu dem Zwecke noch kurz die Reihe der in dem alten Oolithbecken darüber folgenden Ablagerungen. Nach Abschluss des oolithführenden Mittel-eocäns wurden die Erzlager noch von zwei mächtigen Complexen überlagert, dem Priabona-Stocklettengomplex und dem unteroligocänen Flysch; in beiden lässt sich noch die vindelicische und alpine Facies nachweisen; besonders sind in Bayern (Kressenberg und Grünten) die sogenannten Achthaler Sandsteine und Breccien (mit Granitbrocken) als Nordfacies der südlich weit über das alte, dem Mitteleocän als Barre entgegenstehende, alpine Ufer transgredirenden Flyschablagerung als einer alpiner Südfacies interessant.

Nach Abschluss dieser Periode trat die bedeutendste Veränderung ein, nämlich die Versenkung eines grossen Theiles des inneren vindelicischen Continentes längs zweier die alpine Ufer-Richtung einhaltender Längsstörungsgebiete, von welchen das nördliche auf der nördlichen Seite des inneren Kernes dieses Continents einen continuirlichen Streifen der germanischen (schwäbisch-fränkischen) Juraplatte zwischen Schwarzwald und bayerischem Wald noch mit in die Tiefe riss, das südliche aber, nur zum Theil noch ins litorale eocän-cretacische Ablagerungsgebiet übergreifend, alttertiäre und cretacische Randablagerungen des vindelicischen Gebirgskernes zur Bildung eines neuen Meeresbeckens mit sich verschwinden liess. Die Bildung dieses Beckens ist im Allgemeinen, wie schon v. GÜMBEL anführt, in diesem Stadium ähnlich jener der Entstehung der Rheinebene und dürfte auch der Zeit nach ungefähr mit ihr zusammenfallen. Nach unseren Resultaten können wir diese Anschauung dahin modifiziren, dass nicht nur eine Versenkung des vindelicischen Continentes stattfand, sondern auch gleichzeitig eine Erhebung des mit der Flyschbildung soeben abgeschlossenen Ablagerungsterrains d. h. fast der ganzen Breite des früheren eocän-unteroligocänen Meeresbodens, welches Gebiet nun ein flacher randlich gelegener Theil des alpinen Continents wurde; nördlich davon entstand so correlativ eine breite Tiefebene, die sich wie die Rheinebene *) mit entsprechenden jünger tertiären (mitteloligocänen) Ablagerungen ausfüllte; das alpine Ufer-Randgebirge stellte ein Tafelgebirge (vgl. Rothpletz Karwendelgebirge Taf. XII) dar,

mussten; als aussergewöhnliche Erscheinungen, die hiermit verbunden sind, haben wir aber statt der Eisenlager tuffige und basaltige Einlagerungen, hierüber an anderer Stelle.

*) Die Randgebirge der Rheinebene bieten auch in einer freilich etwas jünger tertiären Epoche das Bild der Entstehung von Erzgängen in Spalten, von Auslaugungerscheinungen, welche auch als Materialien zur Erklärung der Eisenoolithe herbeigezogen werden können (vgl. oben S. 44).

welches besonders am Abbruchsrand von einer grossen Anzahl von Parallelverwerfungen durchsetzt und dessen litorale Gebiete während der Molassezeit sehr bedeutenden Abtragungen ausgesetzt waren; es wurden daher im N. noch tiefere Regionen der Kreide, des Eocäns blosgelegt und es blieben nach dem südlichen Innern zu die höheren, zum Theil unteroligocänen Ablagerungen erhalten. So ist der Flysch auf die südlichste Region seines ursprünglichsten Ablagerungsgebietes beschränkt, welches im Grossen und Ganzen sein Transgressionsgebiet über die Kreide darstellt. Darnach kam erst die eigentliche grosse Alpenfaltung, welche sämmtliche noch vorhandenen, auch vindelicisch-litoralen Eocängebilde an den heutigen Alpenrand heranpresste, aufrichtete, überschob und zusammenfaltete, so dass die alten Eocängebilde eine nördliche Region, der jüngere Flysch eine südliche einnehmen.*)

Diese Skizzirung der späteren geologischen Geschichte der Oolithablagerungen lässt einige wichtige montanistische Folgerungen betreffs der Frage des Vorhandenseins der Oolithflöze unter der Molasse zu; während man sowohl nach den bisher bestehenden Anschauungen über die Entstehung der Eisenoolithe überhaupt als auch nach der Orientirung der alpinen Eocänablagerungen als Buchtengebilde an dem Alpenufer hat folgern müssen, dass die „marinen“ Eisenoolithe, unter die Molasse fortsetzend, sich noch verstärken könnten, kommen wir allgemein zu dem entgegengesetzten Resultat, dass nämlich in den wichtigeren Eocängebieten, überhaupt unter der Molasse kein Oolith mehr zu erwarten steht, ferner dass da, wo unter der Molasse noch mit dem vindelicischen Kern in die Tiefe gesunkene Eocängebilde vorhanden sein könnten, diese wegen der nicht eingetretenen Abtragung des mächtigen Hangenden erst in grosser Tiefe und da nur in starker Zerrüttung angetroffen werden können. Auch innerhalb der Erzgebiete können wir gemäss unserer Hypothese nach der Farbe der Erzflöze (resp. der höheren oder geringeren Oxydation des Bindemittels) über noch zu erwartende, nach Süden oder Norden folgende Erzflöze im jetzt bedeckten Terrain immerhin für eine künftige Bergbauanlage beachtenswerthe Vermuthungen aussprechen.

*) Da das alpine Meer z. Z. der älteren Senon- bis Neocom-Ablagerungen ein sehr viel breiteres war, als das mehr nach der Mitte dieser Becken sich zurückziehende Eocän- und Flyschmeer, ersteres mehr nach der vindelicischen, letzteres mehr der alpinen Seite transgredirte, so gelten beide, besonders die tektonisch mehr ausgeprägte nordalpine Flyschzone, in Bayern als Trennungszonen der vindelicischen und alpinen Facies, von welchen die erstere stets die mehr eisenschüssige, glaukonithaltige, kalkarme Sandsteinfacies enthält, letztere mehr mergelige und kalkige Gesteine aufweist (vgl. oben S. 41 u. 42).





