

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Über Gneisbildung und Aufschmelzungen der Erdkruste in Europa.

Von **J. Koenigsberger** (Freiburg i. Br.).

(Mit 1 Textfigur.)

1. In einem geschlossenen Gebiet Mitteleuropas, das auf beistehender Skizze angegeben, können wir die Schichtfolge vom Quartär bis

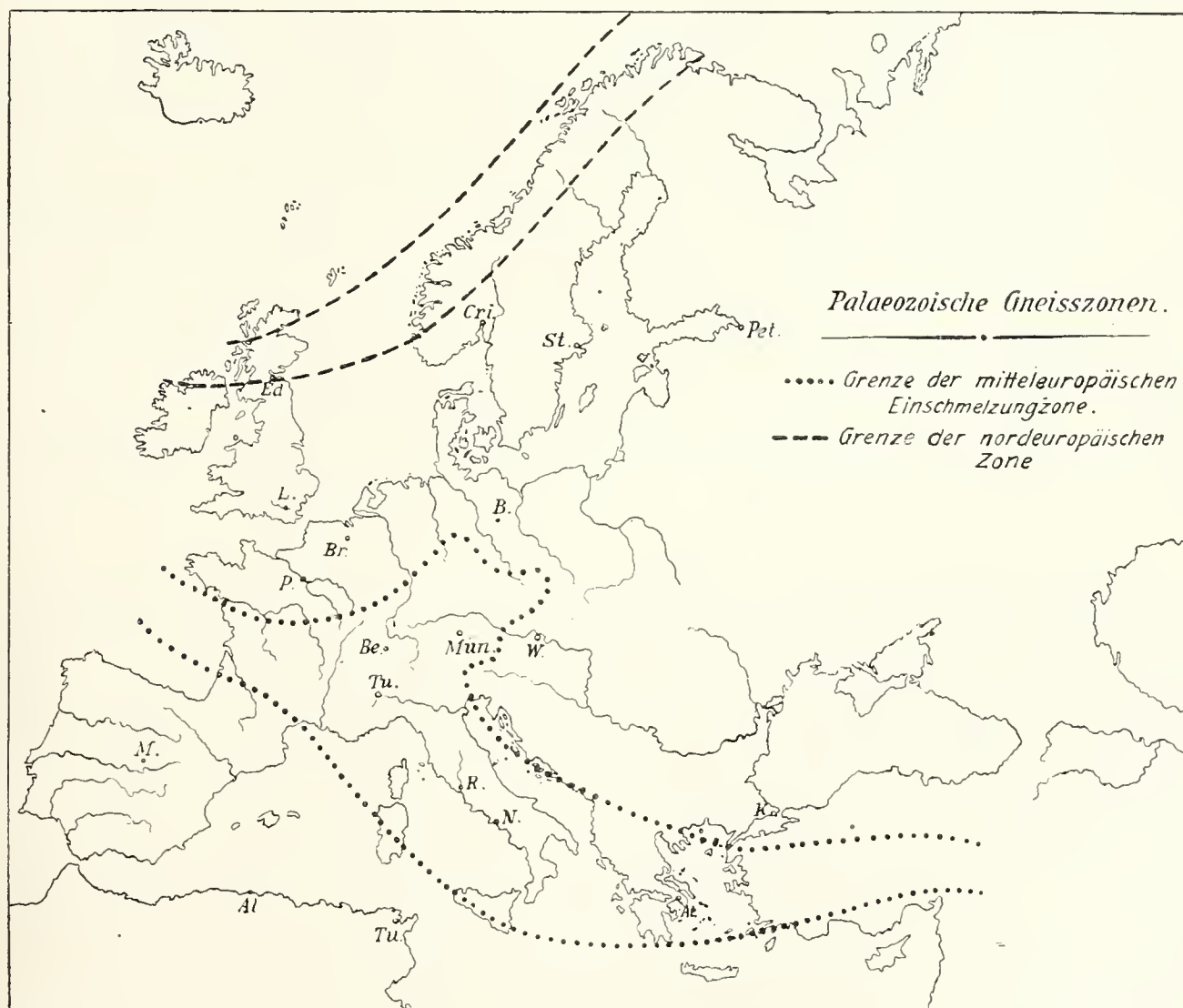


Fig. 1. Skizze der paläozoischen Gneisszonen in Europa.

zum Kulm mehr oder minder vollständig beobachten, dagegen fehlen uns da die Schichten unter dem Kulm und an ihrer Stelle treten

kristalline Schiefer auf. Hierfür sind zwei Erklärungen möglich: man nimmt, wie das viele Geologen¹⁾ getan haben, ein archaisches Grundgebirge an, das bis zum Kulm aus dem Meer hervorragte, oder man glaubt, dass die fehlenden paläozoischen Schichten metamorphosiert in den Paragneisen, Glimmerschiefern etc., also in der Gneisserie vorkommen, die nach Ansicht vieler eine Tiefenkontaktzone darstellt. Ich möchte für letztere Ansicht, die insbesondere von BARROIS²⁾, dann von KLEMM³⁾, LEPSIUS, LACROIX, J. LEHMANN, MICHEL-LÉVY, NAUMANN, WEINSCHENK⁴⁾ u. a. vertreten wurde, einige Beweise zusammenstellen und zeigen, dass dieser Kontakt durch eine zu bestimmter Zeit erfolgte regionale Aufschmelzung bewirkt wurde. Diese Beweise können naturgemäss am besten an den Rändern der Gneisszone, die m. E. eine Aufschmelzungszone der Erdkruste ist, erbracht werden; denn dort kann sich der Übergang der Glimmerschiefer und Phyllite zu Fossilien führenden Sedimenten nachweisen lassen. Zunächst möchte ich hier kurz die charakteristischen Merkmale der Gneisintrusion zusammenstellen:

A) an den Rändern der Zone die Bildung der Serie: Orthogneis, Paragneis, auch Marmor, Hornblendeschiefer etc., Glimmergneis, Glimmerschiefer, Phyllit, durch in der Tiefe langsam in die Schichten eindringendes Magma. Hiermit ist eine schwache Aufwölbung der Schichten verbunden. Die älteren basischen Eruptiva wurden hierbei in Amphibolite, Serpentine etc. umgewandelt. Beispiele: Fichtelgebirge, Sächsisches Granulitgebirge, Monts des Maures.

B) in der Mitte der Zone: hauptsächlich Orthogneise, Injektionsgneise, Paragneise, selten die Serie bis zu den Glimmerschiefern und den Phylliten. Beispiele: Schwarzwald, Odenwald, Morvan.

Der ganzen Zone gemeinschaftlich ist der plötzliche Abschluss der Bildung kristalliner Schiefer durch eine Graniteruption, die wohl nichts anderes als ein rascher Nachschub desselben Magmas ist, dessen langsame Einpressung bei hoher Temperatur die Gneisbildung

¹⁾ Diese Ansicht hat W. C. GÜMBEL für das Fichtelgebirge ausgesprochen. In den Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte von Baden wird das Alter des Grundgebirges im Schwarzwald und Odenwald unbestimmt gelassen. Die Phyllite der Vogesen, die Steiger und Weiler Schiefer, werden von den Geologen der Elsässischen Landesanstalt (z. B. in dem Geologischen Führer durch das Elsass von BENECKE, BÜCKING, SCHUMACHER, VAN WERVEKE) in das Kambrium gestellt, das Grundgebirge als älter angenommen. R. LEPSIUS hat dagegen in seinem Werk „Geologie von Deutschland“ meist die hier vertretene Auffassung geäußert. CH. H. VAN HISE und CH. K. LEITH behandeln in ihrem grundlegenden Werk über die „Praecambrian Geology of North-America“ U. S. Geol. Surv. Bull. 360. 1909 kurz „das „Grundgebirge“ in Mitteleuropa und stellen es zum Präkambrium.

²⁾ CH. BARROIS, Ann. Soc. Géol. Nord **11**. p. 139. 1884.

³⁾ Zwischen der Ansicht von KLEMM und WEINSCHENK und der des Verf. besteht der Unterschied, dass die ersteren für die Aufschmelzung tertiäres, der letztere aber paläozoisches Alter annehmen.

⁴⁾ Vgl. Verh. Deutsch. geol. Ges. 1912.

bewirkte. Die Granitintrusionen erfolgten in der Mitte des Orthogneises oder auch randlich¹⁾. Der Granit wurde meist nach Erstarrung des Orthogneises nachgeschoben; er ist daher gegen diesen abgegrenzt und hat auch häufig in der Gneisserie, namentlich in den empfindlichen Phylliten eng umgrenzte Kontakterscheinungen hervorgerufen, wie das R. LEPSIUS neuerdings dargelegt hat.

Wir wollen jetzt einige Beispiele der Gneisvorkommen an der Randzone diskutieren und sehen, inwieweit sich der Zeitpunkt des Metamorphismus zu kristallinen Schiefen feststellen lässt.

2. Die Randzone des Fichtelgebirges ist von W. C. GÜMBEL auf seiner Karte des Fichtelgebirges eingehend kartiert und studiert worden. Man findet bekanntlich bei Hof (Leimitz) das Silur durch schöne Fossilien charakterisiert; man sieht südöstlich das Devon zwischen Wurlitz und Rehau noch in fast normaler Ausbildung und kann die allmähliche Metamorphose bis zum Paragneis nach Asch gut verfolgen. An anderen Stellen des Fichtelgebirges ist der kontinuierliche Übergang von hochmetamorphen Gesteinen bis zu Phylliten und normalen Schiefen durch Verwerfungen und vielleicht auch oberkarbonischen Überschiebungen²⁾ später sehr gestört worden.

Die Darstellung von R. LEPSIUS scheint mir am besten zuzutreffen; Gneisintrusion, Bildung kristalliner Schiefer und schwache Aufwölbung (sogenannte kaledonische Faltung) meist zwischen Mitteldevon und unterem Kulm. Nach dem unteren Kulm folgt eine Zeit stärkerer tektonischer Bewegungen und die Eruption der verschiedenaltigen Granite zwischen mittlerem Kulm und Oberkarbon. Hier wie in vielen Randmassiven haben wir mehrere Granite, die nicht genau gleichaltrig sind; die einzelnen Faltungen selbst möchte ich aber, im Unterschied von R. LEPSIUS, für bedingt und gleichzeitig mit einer Intrusion von Granitmassen halten, aber die Bewegungen sind weitreichend, die Granitintrusionen lokal; daher kann an einem Ort die Zahl der aufeinanderfolgenden Faltungen grösser sein als die Zahl der lokalen Tiefengesteinsintrusionen.

Eine Zone, etwa der 2. alpinen Zone entsprechend, von den Tauern, über Gotthardmassiv, Briançonnais bis nach Carrara und vermutlich weiter, dem Südrand der Aufschmelzung folgend, zeigt nur Gneismetamorphose ohne Granitdurchbrüche. Es ist da nur eine schwache Diskordanz zwischen Permokarbon und Trias, und die Metamorphose reicht mit abnehmender Intensität vielleicht bis in das Rhät, wo sie aufhört. Doch ist m. E. dieses Problem noch nicht ganz klar.

Die Gebirgsbildung schloss an den meisten Stellen mit den letzten Granitdurchbrüchen zu Ende des Oberkarbon und Anfang des Perm (etwa Ende des Stephanien) ab. Auch die Gneisbildung war nicht überall streng synchron. Im Schwarzwald, Fichtelgebirge,

¹⁾ Diese Ztschr. 3. p. 1. 1912.

²⁾ Auch im südlichen Schwarzwald nördlich vom Wiesental scheinen solche oberkarbonischen Überschiebungen Gneis und Granit betroffen zu haben.

Erzgebirge kommen im Kulm Gneisgerölle vor. Die zu Gneis metamorphosierten graphitführenden Konglomerate die im Harz auftreten und die als kulmisch gedeutet werden können, scheinen aber in den drei oben genannten Massiven zu fehlen. Im Fichtelgebirge ist daher wahrscheinliche Gneisbildung zwischen Mitteldevon und unterem Kulm, vermutlich im Mittel- bis Oberdevon erfolgt. Dagegen sind metamorphe karbonische, vermutlich kulmische Konglomerate, wenn der Verf. die Ansicht von E. ARGAND¹⁾ richtig versteht, in den Gneisen des Wallis, z. B. am Brunegghorn, ferner in den Monts des Maures²⁾ wahrscheinlich vorhanden.

In allen Gebieten, in denen eine paläozoische Granitintrusion stattfand, hört die Gneis metamorphose spätestens am Perm oder, wo dies fehlt, an der Trias scharf auf. Man kann in den oben erwähnten Massiven auf 10 cm genau angeben, wo kristallines Gestein an nicht metamorphe Sedimente grenzt, ein Beweis dafür, dass nicht eine über geologische Perioden hin sich erstreckende Tiefenwirkung die Metamorphose hervorrief. Dass Druck und Faltung diese nicht verursacht haben, zeigt das Vorkommen von flach liegenden, nur etwas ineinander geschobenen Schichten der Gneisserie, da wo eine hercynische oder tertiäre Faltung ausblieb, z. B. Rand des Fichtelgebirges.

Der Hauptbeweis dafür, dass die Zeit der Gneisbildung Mitteleuropas nicht, wie die Ostschwedens oder des Gran Cañon archaisch, sondern jungpaläozisch ist, liegt m. E. in folgendem: In Mitteleuropa geht die kristalline Serie entweder im Streichen kontinuierlich in Phyllite und noch kenntliche paläozoische Sedimente über, oder, wenn nur die tiefern älteren Schichten stark metamorph sind, so lagern die oberen Schichten bis zum Oberdevon vollkommen konkordant ohne Geröllzwischenlage mit kontinuierlich abnehmendem Metamorphismus auf ihnen, und erst das Kulm zeigt Diskordanz und Konglomerate an der Basis. In Ostschweden etc. wird dagegen das Archäikum diskordant von Algonkian, Kambrium überlagert, und die Trennung ist scharf auf etwa 1 cm anzugeben; Konglomerate und Arkosen bilden die Basis der überlagernden Sedimente³⁾.

Selbstverständlich kommen in dem Komplex kristalliner Schiefer Mitteleuropas, in den metamorphen präkulmischen Gesteinen, auch metamorphe algonkische und archaische Gesteine vor. Ein Teil der mitteleuropäischen Gneise ist aus archaischen und algonkischen

¹⁾ E. ARGAND, *Ecol. geol. helv.* **11**. 750. 1912 u. *Bull. soc. vaud.* **45**. 1909.

²⁾ Diese Zeitschr. 1912.

³⁾ Beachtenswert ist jedenfalls, dass der oberkarbonische Granit schon im Rotliegenden freigelegt war und Gerölle geliefert hat. Dasselbe gilt, wenn man auf dem Standpunkt des Verf. steht, für den etwa im Mitteldevon entstandenen Gneis, der schon im untern Kulm vielfach freilag. Beide Gesteine können also kaum in grosser Tiefe erstarrt sein. Für den Granit möchte ich auf Grund von Beobachtungen auf Skye 400 m als Minimaltiefe annehmen, für den Gneis die Minimaltiefe auf etwa 1 km schätzen.

Gesteinen hervorgegangen. Das hat A. SAUER für das Erzgebirge nachgewiesen. In der Mitte der Aufschmelzungszone ist aber ein solcher Nachweis nicht mehr möglich. Das wesentliche ist, dass in der Mitte der Zone der ganze Komplex metamorpher Gesteine nicht nur Präkambrium, sondern meist Kambrium, Silur und das untere Devon umfasst. Im Erzgebirge kann nach den Untersuchungen von E. DATHE und K. DALMER die Gneisbildung z. T. vor dem Mitteldevon erfolgt sein; denn man findet im Mitteldevon eine Grauwackenzone, die auch Gneisgerölle enthält. Immerhin wäre es auch möglich, dass diese von archaischen Gneisen des Erzgebirges stammen. Das Erzgebirge liegt schon, wie die Bretagne, fast ausserhalb der Aufschmelzungszone; und deshalb wird man dort vielleicht die präkambrischen Gneise von den paläozoischen Gneisen scheiden können und müssen.

Noch klarer¹⁾ ist die Randzone, also der Übergang kristalliner Schiefer in das paläozoische-präkolumische Schichtensystem, in Sardinien. Im Südwesten, in der Gegend von Iglesias sind Kambrium und Silur bekanntlich gut durch Fossilien charakterisiert. Sie werden von Granit durchbrochen, der z. B. zwischen Sa Duchessa und Tiny nördlich von Iglesias die Silurschiefer im Kontakt in Hornfelse umgewandelt hat¹⁾. Der Granit ist also postsilurisch.

Das bei Monteponi von V. GAMBERA entdeckte Perm lagert, wie A. TORNUST²⁾ bestätigte, diskordant auf dem Silur. Weiter nach Nordosten, z. B. bei Soleminis, nähern sich die paläozoischen (Silur) Schiefer deutlich den Phylliten. Bei Mandas sind die Schiefer als Phyllite zu bezeichnen, die Kalke zeigen den Beginn der charakteristischen weissen Durchaderung. Bei Seui sind die Phyllite in Glimmerschiefer übergegangen, bei Gadoni hat in solchen dunkeln graphitreichen Phylliten, die sich schon den Glimmerschiefern nähern, M. TARICCO³⁾ mehrere obersilurische Monograptusarten gefunden. Auf diesen Glimmerschiefern lagern bei S. SEBASTIANO⁴⁾ (Seui) Konglomerate und vielfach Quarzporphyr, auf diesen die kohlenführende Schicht (der Anthrazit wird ausgebeutet), darüber die nicht metamorphen Karbonschiefer mit den bekannten, von PAMPALONI u. a. studierten Pflanzenresten, die auf eine Zeit zwischen Ende des Oberkarbon

¹⁾ Die Kontaktzone (von ZOPPI auf seiner sonst guten Karte nicht angegeben) ist sehr schwach und nicht intensiv, sie besteht aus Hornfels und Knotenglimmerschiefer. Die Silurkalke sind nur marmorisiert; es fehlen Kalksilikatmineralien. Der Granit ist am Rand pegmatitisch. Die Erzgänge sind jedenfalls etwas später als die Kontaktzone; ob sie, wie DE LAUNAY annimmt, mit der (wie oben erörtert) vermutlich herzynischen Granitintrusion zusammenhängen oder, wie C. RIVA glaubt, mit Diabasgängen, lässt sich dort nicht entscheiden. Bei Tiny würden die Verhältnisse für die Ansicht von DE LAUNAY sprechen. — Der Calcarea metallifero ist ein durch die Erzlösungen gehärteter Kalk, der die Erze ausfällte, wobei auch die angrenzenden Silurschiefer gehärtet wurden (Sa Duchessa).

²⁾ A. TORNUST, Sitzber. Berl. Ak. 1903. p. 691.

³⁾ M. TARICCO, Boll. soc. geol. Ital. 30. 113. 1911.

⁴⁾ Bez. Fondu Corrongiu vgl. A. TORNUST, ebda. 34. p. 819. 1902.

bis in den Anfang Perm deuten. (Ende des Stephanien, wie bei vielen Karbonvorkommen in hercynischen Gebirgen.) Darüber folgen auf weite Strecken oft direkt schwach diskordant dem Glimmerschiefer aufgelagert, Porphyre und grobe Konglomerate, die dem Perm zuzurechnen sind. In den Konglomeraten kommen die silurischen Phyllite vor, deren Metamorphose also präpermisch ist. Wie das Vorhandensein dieser Gerölle zeigt, ist eine Gebirgsbildung jedenfalls präpermisch. Das Silur ist stark gefaltet, das Mesozoikum bei Laconi und sonst aber nicht. Das Mesozoikum beginnt, wie A. TORNQUIST fand, mit oberem Jura und liegt diskordant auf dem Silur und zeigt nur eine gegen die Ostküste hin, z. B. bei Orosei zunehmende Zerteilung durch stückweises Absinken und schwache Schrägstellung. Also ist die Hauptfaltung prämesozoisch, sie ist nach der Phyllitmetamorphose erfolgt. Nach A. TORNQUIST¹⁾ wäre eine voroberkarbonische, postdevonische Faltung vorhanden. Mir scheint eine zweimalige Diskordanz, eine unter dem pflanzenführenden Permokarbon bzw. dem unterliegenden Quarzporphyr, und eine über demselben unter den permischen Konglomeraten nachweisbar, aber beide sind hier schwach. Das Verhalten der Permkonglomerate zum Mesozoikum ist mir nicht klar geworden. — Geht man dann z. B. von Desulo nördlich, so werden die Phyllite auf einmal von der gewaltigen nordsardinischen Granitmasse durchbrochen. Diese haben z. B. am Fiume Mattale eine deutliche, aber nicht weit reichende Kontaktwirkung auf die Phyllite ausgeübt und eine schmale Hornfelszone erzeugt. Der Granit zeigt dort mikrogranitisch-porphyrische Randfazies; er ist also postsilurisch.

Die Hauptfaltung hängt demnach vermutlich mit der Platznahme der gewaltigen Granitmasse zusammen. Ob diese vor, nach oder während des Karbon von Seui erfolgte, muss unentschieden bleiben. Sie ist aber jedenfalls postsilurisch und prämesozoisch und daher wohl der letzten Phase der europäischen, hercynischen Faltung angehörig.

Wir finden die kristallinen Schiefer erst da wieder, wo im Nordosten der Granit aufhört. Dort z. B. in der Nähe des M. S. Basilio östlich Nuoro sind an Stelle der phyllitischen Glimmerschiefer schon echte Glimmerschiefer getreten, die sich bis Cantoniera St. Lucia an die Küste fortsetzen. Dann taucht bei Siniscola und Torpè rasch der übrige Komplex der kristallinen Schiefer auf. Die Phyllite sind ganz verschwunden; die bekannte Serie Glimmerschiefer bis Orthogneis in der Ausbildung a) der Randzone hat sie ersetzt und geht von Siniscola ziemlich weit westlich in das Innere der Insel. Die Grenze der Aufschmelzungszone, die durch das Stadium der Phyllite (ohne Gneise etc.) gegeben ist, geht also quer durch die Insel etwa von Alghero nach Macavera.

¹⁾ A. TORNQUIST, loc. cit. p. 691.

Man sieht, dass die geologische Geschichte von Sardinien ähnlich derjenigen der früher erwähnten Massive ist, nur sind die Hauptdaten vielleicht ein wenig verspätet.

3. Wir können die Randzone der jungpaläozischen Aufschmelzung kontinuierlich verfolgen¹⁾, müssen aber bedenken, dass in Wirklichkeit nicht ein scharfer Streifen der Erdkruste metamorphosiert wurde, sondern eine breite verwaschene Zone, in der die Aufschmelzung verschieden intensiv war. So finden wir z. B. in den Vogesen im Breuschtal stellenweise noch wenig veränderte devonische Schiefer²⁾, andererseits schon ausserhalb der eigentlichen Aufschmelzungszone die von Ch. BARROIS beschriebenen Gneis- und Granitmassive der Bretagne von analogem Bau wie die obigen.

Unsicher ist auf dem Kärtchen die Fortsetzung der Zone östlich von Italien; hier sind die Literaturangaben, abgesehen von Mittelgriechenland und den Inseln, spärlich, und der Verf. kennt nur einzelne Stellen bei Athen, auf Santorin, bei Kula in Kleinasien aus eigener Anschauung. Es ist auf Grund der Untersuchungen von L. DEPRAT in Euböa und von C. RENZ³⁾ in Mittelgriechenland angenommen, dass die von R. LEPSIUS studierten kristallinen Schiefer Attikas metamorphes Paläozoikum sind. Vielleicht ist die nördliche Grenze der Zone weiter südlich, durch Attika, zu ziehen.

Der sauren Gneis- und Tiefengesteinsintrusion ging in den meisten Gebieten eine basische Intrusion voraus, die in Mitteleuropa hauptsächlich Tiefengesteine, Diorite, Gabbro etc. und Lagergesteine, Diabas etwa im mittleren Devon erzeugte. Diese Gesteine sind bei der späteren Gneis-Granitintrusion in Serpentine, Grünschiefer, Hornblendeschiefer etc. umgewandelt worden, die man in der Gneisserie findet.

4. Der oberdevonischen Gneisbildung Mitteleuropas entspricht vielleicht auch im nördlichen Europa eine Gneisintrusion und zwar:

1. eine wesentlich anorthositische Gneisintrusion abschliessend mit der Eruption der Gabbro und Grünsteine zwischen Unter- und Obersilur.

¹⁾ Ein scheinbarer Widerspruch gegen die hier gezeichnete Zone wären die recht schwach metamorphen silurischen Schiefer auf Elba. Doch sind diese, wie P. TERMIER gezeigt hat, von Osten her, und zwar etwa von der Linie Alghero—Marseille überschoben. D. V. hatte Gelegenheit, Elba zu sehen und ist bez. der Hauptüberschiebung durchaus der Ansicht von TERMIER, für die noch weitere Beweise beigebracht werden konnten. Über diese und andere Beobachtungen, die H. ARLDT und der Verf. gemeinschaftlich angestellt haben, soll a. a. O. berichtet werden.

²⁾ Falls man die Hauptmasse der kristallinen Schiefer als präkambrisch auffasst, müsste man derartige vereinzelt Devon- und Silurvorkommen auf schmale Meeresarme oder lokale Meere zurückführen, was in Anbetracht des regionalen Charakters dieser Sedimente recht schwierig wäre.

³⁾ C. RENZ, Diese Zeitschr. 2. p. 455. 1911.

2. eine wesentliche granitische Gneisintrusion nach der anorthositischen Gneisbildung, auch wieder mit einer Graniteruption abschliessend.

Die erstere ist besonders lehrreich, weil man hier nicht mehr an eine Umkristallisation der Sedimente unter Druck denken kann, die anorthositische Adern vortäuschen könnte, wie man das vielfach für die granitisch-pegmatitischen Injektionsgneise annimmt. Bei Untersuchung einiger Gneis- und Glimmerschieferproben an der Westküste bei Tromsö, Narvik, Eidsfjord fand ich, dass die groben und feinen, scheinbar pegmatitischen Adern den anorthositischen Magmen entsprechen. Selbstverständlich gibt es daneben auch sehr häufig die granitischen Gneise; eine Trennung ist bisher kaum versucht worden. Die grossen Massen der anorthositischen Tiefengesteine sind dagegen eingehend von C. F. KOLDERUP¹⁾ studiert worden.

Das metamorphe oder norwegische Silur bei Tromsö, das von K. PETERSEN²⁾ als Tromsö-Glimmerschiefer des Silur bezeichnete Gestein, grenzt nordöstlich vom Tromsdal an Massengesteine³⁾, die PETERSEN als archaisch bezeichnet hat. Die Grenze liegt im breiten Talboden, der an mehreren Stellen blösgelegt ist, und man kann, wenn man von der Bergkette nordöstlich vom Tromsdal in das Tal hinab und auf die gegenüberliegende Seite hinaufsteigt, eine schöne Injektionszone queren.

Zuerst bemerkt man, wie der Anorthosit sich mit dunklen Schollen anreichert, diese werden häufiger; es entsteht ein Mischgestein, das — im Bachbett sind gute Aufschlüsse⁴⁾ — in einen von den anorthositischen Adern injizierten Paragneis übergeht. Dieser verwandelt sich allmählich nach Südwesten in die Tromsöglimmerschiefer.

Die Eklogite etc. im oberen Teile des Tromsdalstinder und die schönen Marmore mit Graphit, Pyrit, Talk bei Tromsö (sehr ähnlich denen von Wunsiedel) gehören, wie ich glaube, zu derselben Kontaktzone. Die Lagerung ist meist flach wie bei Gneislakkolithen. Also ist hier die Metamorphose der Schiefer, die von den norwegischen Geologen als Silur gedeutet werden, durch ein anorthositisches Magma, das demnach postsilurisch wäre, bewirkt. — Injizierte Glimmergneise, die an manche Vorkommnisse des südlichen Schwarzwalds erinnern, stehen am Bahnhof bei Narvik an und sind durch Strassenbau mehrfach gut aufgeschlossen. Auch hier zeigt die Untersuchung des Dünnschliffs, dass

¹⁾ C. F. KOLDERUP, Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. Bergens Museums Aarbog. 1897 u. 1903.

²⁾ K. PETERSEN, Geologisk Kart over Tromsö Amt. Tromsö Museum 1890. Die Karte ist sehr sorgfältig aufgenommen, soweit die topographische Unterlage das erlaubte, und bedarf eigentlich nur einiger Änderungen in den Bezeichnungen.

³⁾ Das Gestein entspricht dem Labradorit von C. F. KOLDERUP oder Anorthosit von A. C. LAWSON und F. D. ADAMS. Der Plagioklas steht zwischen Andesin und Labrador.

⁴⁾ Vgl. Abbildungen in Aufsatz in den C. R. Congr. Géol. intern. Stockholm 1910.

die Adern nicht pegmatitische sondern anorthositische¹⁾ Zusammensetzung haben. Südlich und westlich von Narvik sind grössere Massen von Gabbro und Anorthosit-Tiefengesteinen anstehend.

Anorthosite und verwandte Gesteine treten nach den Untersuchungen von C. F. KOLDERUP als Massengesteine im Bergensgebiet häufig auf. Das Alter ist nicht leicht festzustellen; doch scheint mir am Skogefjeld ein später dynamometamorph veränderter Kontakt zwischen den Phylliten von Vagtland, in denen H. REUSCH²⁾ silurische Fossilien entdeckt hat, und zwischen dem Saussuritgabbro ziemlich sicher vorhanden zu sein. Ob die Phyllite bei der Kontaktmetamorphose noch silurische Schiefer waren, ist unsicher aber möglich. Aus dem Bergensgebiet beschreibt KOLDERUP³⁾ ferner Gesteine, die man wohl als anorthositische Injektionsgneise deuten könnte. Demnach scheint es, dass man eine Zone anorthositischer Gneisbildung, etwa abschliessend mit der Gabbrointrusion, längs der ganzen norwegischen Küste, vielleicht in der ganzen nordeuropäischen Aufschmelzungszone verfolgen kann.

An diese basische Gneisintrusion schliesst sich eng die granitische Gneisintrusion an, wie man gerade im Bergensgebiet gut sieht. Das ist in Übereinstimmung mit der von W. C. BROEGGER für Eruptivgesteine festgestellten Zeitfolge, wonach erst die basischen und dann die sauern Gesteine empordringen.

Die granitische Gneisintrusion des Bergensgebiet entspricht, wie die Aufschlüsse bei Sandviken zeigen⁴⁾, einer mehrfachen tektonischen Bewegung; sie ist eine pegmatitische Granitintrusion mit Bildung von Injektionsgesteinen. Ich möchte die von H. REUSCH studierte Metamorphose der Silersedimente in kristalline Schiefer dieser Granitintrusion verbunden mit der Gebirgsbildung zuschreiben⁵⁾:

Die Granite sind, wie KOLDERUP zeigte, später als die Labradorfelsen. Ob ein Teil der Granite älter, vielleicht archaisch, und ein anderer jünger ist, oder ob speziell die Zone Moberg-Osören besonders starkem Druck ausgesetzt war, ähnlich wie die Südzone des Aarmassivs, lässt sich schwer entscheiden. Jedenfalls ist der Gneis von Os ein epiklastischer Granit, während die Injektionsgesteine und

¹⁾ Plagioklas zwischen Andesin und Labrador.

²⁾ H. REUSCH, Die fossilführenden kristallinen Schiefer von Bergen in Norwegen. Leipzig 1883.

³⁾ C. F. KOLDERUP, Bergens Mus. Aarbog 1903. p. 69.

⁴⁾ Vgl. Abbildung in Abhandlung C. R. Congrès géol. Stockholm 1910.

⁵⁾ Wenn man von Sandviken nach Mönkebotten geht, so quert man die Grenzfläche des die Schiefer injizierenden Granites. Oben bei Blaamands Vand und gegen den Storhaug sind die Schiefer in Glimmerschiefer mit Lagenpegmatit (ähnlich wie im archaischen Lewisian-Gneis) umgewandelt. Man kann dann nach Südwesten hin wieder den kontinuierlichen Übergang dieser Glimmerschieferzone in die eigentlichen Bergensschiefer verfolgen.

Granite bei Sandviken und am Ulrikensfeld viel weniger gepresst sind ¹⁾).

Dass diese basischen und sauren Gneis- und Tiefengesteinsintrusionen postmittelsilurisch sind, ist demnach wohl sicher. Dagegen lässt sich ihr Alter nach oben hin nicht zuverlässig abgrenzen. Es ist naheliegend, dass die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets den Abschluss der Gneisintrusion bezeichnen; diese sind, wie W. C. BRÖGGER gezeigt hat, später als das Old Red. Danach wäre die nordische Aufschmelzungs- und Intrusionsperiode etwas früher als die paläozoische Gneis-Granitperiode Mitteleuropas.

Andererseits könnte man auch den Anschluss an den Moinegneis und die kristallinen Schiefer des Forfarshire suchen. Wir wollen auf die Zone im Forfarshire, die G. BARROW ²⁾ studiert hat und die wegen ihres intermediären Charakters zwischen Gneis- und Granitmetamorphismus besondere Beachtung verdient, kurz eingehen. Die Forfarshirezone steht durch das Vorhandensein echter Kontaktminerale wie Kordierit, Sillimanit etc. in den kristallinen Schiefen dem sächsischen Granulitgebirge nahe. Das mag z. T. durch tonerreichere Schiefer, z. T. aber auch durch die raschere Einpressung des Magmas, die Verhältnisse ähnlich wie bei der Granitintrusion mit sich brachte, bedingt sein. Die Hornblendegesteine wie die Epidiorite sind z. T. metamorphe Sedimente, z. T. findet man auch echte basische Eruptiva, die der Gneisgranitintrusion vorausgingen.

Im allgemeinen überwiegt der Paragneis; er ist von pegmatitisch-granitischen Adern injiziert. Eigentlicher Orthogneis ist selten; er steht meist dem Granit sehr nahe. Daher möchte ich den Zusammenhang der Gneisintrusion mit dem Balmoralgranit für enger halten als G. BARROW annimmt. Doch glaube ich ebenfalls, dass die Hauptmasse des Balmoralgranits erst am Ende der Gneismetamorphose gefördert wurde. Der Hauptdiorit ist wohl nur eine gleichzeitige Differentiation des Balmoralgranits ³⁾. Das ausgehende der Gneisaureole, die Phyllite, verschwinden unter dem, wie es scheint, diskordant aufliegenden, nicht metamorphen Old Red. Ich habe leider keine guten Aufschlüsse der Grenze Phyllite-Old Red gesehen; es wäre fraglich, ob das Old Red primär aufliegt oder überschoben ist, oder ob es nicht doch, wenn auch als Sandstein nur undeutlich kontaktmetamorphosiert ist.

¹⁾ Der Trondjemkomplex und die Kölschiefer gehören zu demselben Komplex der nordeuropäischen Einschmelzungszone; sie sind vor ihrer Überschiebung metamorphosiert. Diese letztere ist also wohl postmitteldevonisch. Die schottische Überschiebung ist nach den Untersuchungen von B. H. PEACH, J. HORNE, W. GUNN, C. T. CLOUGH, L. W. HINXMAN and J. J. H. TEAL, *The Geological Structure of North-west Highlands of Scotland*. Glasgow 1907, jünger als Kambrium und älter als Old Red.

²⁾ G. BARROW, *Qu. J. G. S.* 49. 330. 1893.

³⁾ Vom geologischen Standpunkt aus könnte man überhaupt die Ansicht hegen, dass für den Diorit als selbständiges Gestein das charakteristische Merkmal eher die femischen als die salischen Mineralien sind.

Dann hätte die Gneisserie ebenso wie die Mitteleuropas mittel- bis oberdevonisches Alter. Doch sei nach dem Vorgang von G. BARROW und wohl der meisten schottischen Geologen angenommen, dass das Old Red jünger als die Gneisintrusion ist ¹⁾. Dafür würde sprechen, dass im allgemeinen eine Intrusion mit einer Faltung und Gebirgsbildung zusammenhängt, und dass diesen aus geologischen Gründen eine Konglomerat-, Arkosen- und schliesslich Sandsteinbildung zu folgen pflegt. Doch fehlen, wie es scheint, an der Basis des Old Red Konglomerate und Arkosen; der Sandstein allein ist kein genügender Beweis für vorausgegangene Gebirgsbildung, sondern deutet wohl nur auf Vorhandensein oder Nähe eines Festlandes mit trockenem Klima, falls er nicht schon aus früheren Sandsteinen hervorgegangen ist. Nach einer Gebirgsbildung z. B. in den herzynischen Massiven, wird die Basis der ersten diskordant aufliegenden Formation (Perm oder Trias) von einer manchmal allerdings wenig mächtigen Arkosenschicht gebildet. Wahrscheinlicher scheint mir die von A. GEIKIE²⁾ und von G. BARROW ausgesprochene Ansicht, dass die Moine schists zu der Forfarshirezone gehören und dass sie, wie MURCHISON annahm, metamorphe paläozoische Sedimente sind. Dafür spricht auch der höchst interessante, aus marmorisierten Kalken, sehr graphitreichen Glimmerschiefern, metamorphen Grauwacken, Paragneisen, Orthogneisen, Aktinolithschiefern, Granatglimmerschiefern etc. bestehende Komplex zwischen Blair Atholl und Pitlochry.

5. Die eigentliche Zeit der Gneisbildung und der Aufschmelzung ist die Zeit der Bildung der festen Erdkruste, die Zeit des Archäikums. Unter den kambrischen Schichten findet man allenthalben die eine vorausgegangene Gebirgs- und Festlandsbildung anzeigenden, nicht metamorphen Sandsteine und Arkosen des Algonkian diskordant auf archaischem Gneisgebirge aufliegend. Vielleicht ist diese Diskordanz kein exakt auf der ganzen Erde synchroner Begriff. Doch ist vermutlich die Zeitperiode, in der diese Diskordanz an den verschiedenen Stellen der Erdoberfläche auftrat, nicht weit begrenzt.

Es ist die Zeit, in der die ganze Erdkruste stabiler wurde, die ständigen Einschmelzungen und Magmenergüsse aufhörten und die Möglichkeit für die Entwicklung des organischen Lebens begann. Die archaischen kristallinen Schiefer sind von den Geologen der Vereinigten Staaten, Kanadas, Schwedens, Finnlands, Gross-Britanniens studiert worden. Es sei nur erwähnt, dass die meisten, z. B. ADAMS, BÄCKSTRÖM, COLEMANS, HÖGBOM, KEMP, LAWSON, RAMSAY, SEDER-

¹⁾ Dies ist wegen der Beziehung zu den Moine schists und der Hochlandüberschiebung wahrscheinlich. Andererseits sprechen Beobachtungen von CLOUGH, TEALL u. a. für ein etwas jüngeres Alter mancher Hochlandgranite; ich weiss nicht, inwieweit das für den Balmoralgranit zutrifft.

²⁾ A. GEIKIE hat auf der Geological Map of Scotland den ganzen Komplex als Dalradian bezeichnet.

HOLM u. a. die Entstehung dieser kristallinen Schiefer durch Kontaktmetamorphose erklären. Insbesondere hat SEDERHOLM den Begriff der Anatexis, eingeführt. Doch entspricht, wie a. a. O. darlegt, das, was SEDERHOLM sich darunter denkt, nicht ganz der Ansicht des Verf., der mehr die Anschauungen der französischen und kanadischen Geologen teilt. — Die Beobachtungen zeigen, dass im Archäikum nur lokal und kurze Zeit Sedimente und Konglomerate sich abgelagert, Ergussgesteine sich gebildet haben. Das ganze ist immer wieder von dem halbflüssigen Magma überflutet und metamorphosiert worden; Gebirge wurden aufgestaut, bis schliesslich nach einer äusserst langen Zeit die Erdkruste stabil genug war, um die langdauernde Einebnung, die Bildung der präalgonkischen Penepplain, über grosse Strecken hin ohne Störung zu erlauben.

Die archaischen kristallinen Schiefer sind, wie allenthalben die scharfe Grenze gegen die auflagernden präkambrischen Sedimente zeigt, nicht durch eine allmähliche Tiefenmetamorphose im Laufe der Zeit umgewandelt worden.

6. Selbstverständlich war auch das Algonkian keine Periode absoluter Stabilität der Erdkruste. Aufschmelzung und Gebirgsbildung haben an vielen Stellen stattgefunden. Als Beispiel aus Nordamerika sei die Gegend des Lake Superior erwähnt. CH. VAN HISE¹⁾, der selbst dort kartierte, hat die Untersuchungen der Geologen Kanadas und der Vereinigten Staaten sorgfältig und übersichtlich dargestellt. In Schweden ist an der Basis des Jotnian, wie A. G. HÖGBOM²⁾ darlegt, eine Diskordanz vorhanden, und im Präjotnian sind grosse Massen von Tiefengesteinen intrudiert, Ergussgesteine haben sich über weite Flächen erstreckt. In Finnland sind, wie I. J. SEDERHOLM³⁾ ausführt, die jotulischen Gesteine mehr oder minder stark in der Weise kristalliner Schiefer metamorph.

Dass in manchen Gegenden kristalline Schiefer im Algonkian fehlen, liegt zum Teil an der Definition; denn man hat als Algonkian nicht metamorphe Sedimente älter als Kambrium, die auf kristallinen Schiefen aufruhen, bezeichnet. Ob nicht ein Teil des Archäikums in Schweden, Finnland, Schottland dem Algonkian der Vereinigten Staaten entspricht, lässt sich daher kaum entscheiden. Wenn ein Fossilienkomplex fehlt, ist eine zeitliche Zuordnung, solange die Geophysik und lithologisch-stratigraphische Momente keine Anhaltspunkte zu geben vermögen, unmöglich.

7. Zusammenfassend kann man folgende Hypothesen aufstellen: Die eigentlichen kristallinen Schiefer (die der untern Tiefenstufe von BECKE, BERWERTH und GRUBENMANN) sind durch Ein-

¹⁾ CH. R. VAN HISE, loc. cit. p. 36 ff. u. 108 ff.

²⁾ A. G. HÖGBOM, Praecambrian Geology of Sweden. Bull. geol. Inst. Upsala 10. 1909.

³⁾ J. J. SEDERHOLM, Les roches praequaternaires de Fennoscandia. Helsingfors 1910 (Atlas de Finlande).

pressungen von halbflüssigem salischen Magma gleichzeitig mit horizontal gleitenden Bewegungen hervorgebracht. Die chemische Beeinflussung durch das Magma ist in den Paragneisen, weniger in den Glimmergneisen, wohl gar nicht in den Glimmerschiefern und Phylliten nachweisbar; letztere sind nur unkristallisiert. Die Parallelstruktur, die oft eine Ausglättung feiner Fältelung ist, ist eine Folge der Einpressung des Magmas und langsamer horizontaler Bewegung.

Die Bildung kristalliner Schiefer ist eine Aufschmelzungserscheinung des aufgedrückten Magmas und im Archäikum gemäss der Instabilität der dünnen Kruste über die ganze Erde verbreitet.

Im Algonkian wiederholten sich, schon mehr lokalisiert, diese Vorgänge; doch lässt sich das, wie oben erörtert, wegen der Definition des Algonkian nicht immer leicht nachweisen. Dann trat eine lange Ruheperiode ein; erst im Mitteldevon werden in der verfestigten Erdkruste die Spannungen so stark, dass Magma wieder in grosser Menge empordrang und Gneise bildete. Die devonisch-karbonische Metamorphose beschränkt sich auf eine Zone, deren Ausdehnung wir für Europa angenähert zu skizzieren versuchten. In dieser Zone liegen die Gebiete hercynischer Faltung und auf eine geringere Ausdehnung zusammengezogen die der tertiären Bewegungen.

Die Gneisbildung beginnt wohl in allen Perioden mit der Intrusion basischer Gesteine, deren salischer Teil vielfach anorthositische Gneise gebildet hat. Auf sie folgt die eigentliche Gneisbildung verbunden mit schwacher Aufwölbung, dann nach kürzerer Pause über eine grössere Zeitspanne sich erstreckend eine Folge von Granitintrusionen. In den Zonen, in denen Granitdurchbrüche und damit die hercynische Faltung fehlt, mag vielleicht die Gneismetamorphose, wenn auch weit weniger stark, bis zum Rhät gedauert haben (2. alpine Zone, Carrara).

Mit der Intrusion der Hauptmasse des Magmas steht die stärkste Zusammenfaltung der betr. geologischen Periode in zeitlichem und ursächlichem Zusammenhang. Auf diese folgt jeweils die Periode der Überschiebungen, die ebenso wie im Tertiär nach G. STEINMANN mit der Lokaltektonek und wesentlich vertikalen Bewegungen abschliesst. An die Tiefengesteinsintrusionen, die vielfach porphyrische Randfazies besaßen und auch direkt mit Porphyren zusammenhängen, schlossen sich die pneumatolytischen-erzbildenden Lösungen aus der Tiefe an. Lange, nachdem die Granite erstarrt, die Gebirgsbildungen beendet waren, blieben noch tiefe Spalten von Magmen erfüllt, auf denen später im Perm wieder Porphyre und im Mesozoikum vereinzelte Ergussgesteine zur Oberfläche drangen. Seit dem Karbon hat aber die Dicke der Erdkruste so zugenommen, dass auch eine lokale Aufschmelzung unmöglich ist, und bei einem Spannungsausgleich, wie er seit dem Mitteltertiär (mit einzelnen Anfängen zur Kreidezeit) sich vollzogen hat, das Magma, trotz der gewaltigen tektonischen Störungen, nur auf schmalen Spalten empordrang.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie](#)

Jahr/Year: 1912

Band/Volume: [3](#)

Autor(en)/Author(s): Koenigsberger Johann G.

Artikel/Article: [Über Gneisbildung und Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa 297-309](#)