© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über das geologische Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges.

Von **Kurt Pietzsch** in Leipzig.

Mit 5 Textfiguren.

(Schluß.)

Nach Lepsius[1] liegen die Gneise des Erzgebirges mit dem Schiefermantel völlig konkordant, während die jüngeren Granite (z. B. Kirchberger Granit, Eibenstocker Massiv) das Schiefergebirge diskordant zur Schichtung durchbrechen. Die Gneisgranite („konkordante Granite") wölbten nach seiner Ansicht die Schieferhülle flach empor; die von der Hülle abblätternden Schieferschichten sanken dabei in das eruptive Magma ein und wurden von ihm absorbiert, wobei sie „dem Granite ihre konkordante Schichtung in Form der bekannten Gneisflaserung mitteilten" und eben auf diese Weise das erzeugten, was wir Gneis nennen. „Die Glimmerschieferzone würde dann den inneren, die Phyllite den äußeren kontaktmetamorphen Hof der gneisgranitischen Lakkolithen darstellen." „Die Schiefer der Urgneis- und der Glimmerschieferformation des sächsischen Erzgebirges würden demnach keinem besonderen Schichtensystem angehören, welches sehr viel älter als die Phyllite wäre, sondern nur den zu Glimmerschiefer (resp. auch zu gewissen Gneisen) durch die Granite umgewandelten tieferen Teil der Phyllitformation darstellen; daher die konkordante Schichtung vom tiefsten Freiberger Gneise an durch die Glimmerschiefer bis zum Phyllit, Kambrium und Silur; erst von Devon und Karbon an sind Diskordanzen nachzuweisen; hier zuerst beginnen infolgedessen auch Geröllhorizonte und Konglomerate sich einzustellen[2]." Die dichten Gneise sind also nach Lepsius als nicht völlig eingeschmolzene und umkristallisierte Reste sehr tiefer Glieder der von dem aufdringenden Magma umgeschmolzenen Sedimenthülle anzusehen.

C. Gäbert weicht von dieser durch Lepsius vertretenen Meinung insofern ab, als er eine Einschmelzung der abblätternden tiefsten Schichten der Schieferhülle ablehnt und auch die Gneise

[1] Geologie von Deutschland. II. p. 105—107 und Geol. Rundschau. 1912. p. 1—6.

[2] Lepsius, Geologie von Deutschland. II. p. 107.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

der höheren Stufe des erzgebirgischen Gneissystems sämtlich für eruptiv erklärt. Die Auffassung der dichten Gneise als „konkordante Einlagerungen" beruht nach ihm auf einem Irrtum, „dadurch hervorgerufen, daß sich die Plattung der eruptiven Gneise vollkommen den Schichtflächen der mit ihnen in Kontakt geratenen Sedimentmassen anschmiegt. Die letzteren müssen als im Gneise gewissermaßen schwebende Schollen aufgefaßt werden und repräsentieren als solche Reste eines ehemals die gesamte Gneisformation verhüllt habenden Schiefergebirges (Dach), in welches das Gneismagma von unten her injiziert wurde. Dabei blätterte das Schiefergebirge auf, seine tiefsten Horizonte (Schalen) lösten sich völlig von dem Dache los, und in letzteres selbst drang das Gneismagma in Gestalt von Lagergängen ein, dabei eine Parallelstruktur annehmend, die mit den Schichtflächen des Schiefers vollkommen harmoniert[1]". Wenn Gäbert die „konkordante Einlagerung" der dichten Gneise bestreitet, so hat er damit die konkordante linsenförmige Einlagerung dieser Gesteine in Sedimentärgneisen vor Augen; denn die Konkordanz mit dem umgebenden Gneis, den er aber für eruptiv ansieht, gibt er ebenso zu, wie die im großen hervortretende konkordante Lagerung der dichten Gneise zum Dach des „Lakkolithen"[2]. Dies ist insofern von Wichtigkeit, weil daraus hervorgeht, daß auch seiner Meinung nach die dichten Gneise von den tiefsten Komplexen der Schieferhülle abgeblätterte Schollen sein müssen.

Zu denselben Schlüssen kommt man, wenn man die Gneisbildung als eine regionale Aufschmelzung betrachtet. Auch unter diesem Gesichtspunkte ergibt sich, daß in den dichten Gneisen metamorphe Glieder der tiefsten Zonen einer Sedimentfolge vor-

[1] Gäbert, a. a. O. p. 359—360. Selbst wenn man die Injizierung großer Eruptivmassen in das Dach des „Gneislakkolithen" zugeben mag, so wird dadurch noch keineswegs die eruptive Natur aller Gneise erwiesen. Die mikroskopische Untersuchung beweist sogar die sedimentäre Herkunft mancher Gneise, die durchaus nicht zur Gruppe der dichten Gneise gehören, sondern im Handstücke sich stark den Freiberger Gneisen nähern. Doch schon ein Blick auf eine Übersichtskarte (z. B. auch auf die von Gäbert entworfene, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1909. Taf. XIV) widerlegt seine Ansicht. Wie soll es möglich sein, daß z. B. auf Sektion Wiesental der rote Gneis (mgn) voller Einschaltungen sedimentärer Genesis ist, die umgebenden Schichten aber solcher Einschaltungen entbehren; und diese roten Gneise sollen doch nach Gäbert eruptive Glieder einer jüngeren Gneisformation sein! Gewiß sind eine große Anzahl von Muscovitgneis-Vorkommen eruptiv, andere aber sind es ganz bestimmt nicht. Es ist durchaus irrig, alles das, was auf den Spezialkarten bisher als mgn bezeichnet worden ist, für einander gleichwertig und für eruptiv zu halten.

[2] Vergl. das Profil hinter p. 338 bei Gäbert, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1907.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

liegen, in welcher bis ins Silur keinerlei Diskordanzen nachgewiesen sind.

Nun können aber diese tiefsten Komplexe der Schieferhülle des „Gneislakkolithen" nur dann culmischen Schichten angehören, wenn vor der Vergneisung, die ja nicht jünger als mittelcarbonisch sein kann, eine so intensive Faltung stattgefunden hätte, daß die damals jüngsten Schichten tief unter die älteren Formationen versenkt worden wären. Die Unmöglichkeit einer Einfaltung nach der Vergneisung wurde schon oben hervorgehoben; und daß die Einfaltung des Culms etwa während der Vergneisung vor sich gegangen sei, ist schon deshalb unwahrscheinlich, weil die Grauwackenhornfelse in der oberen Stufe der Freiberger Gneise kranzförmig um den Kern der Kuppel angeordnet sind und also schon hätten eingefaltet sein müssen, ehe das Magma aufdrang. Für eine derartig intensive, den Culm mit umfassende Faltung des alten Gebirges kurz vor der Vergneisung liegt aber keinerlei Beweis vor. Zwar zeigt im Vogtlande die diskordante Lagerung von Devon und Culm zu den älteren Formationen, sowie das Fehlen des Unterdevons Bewegungen in der Erdkruste an, doch geben die tatsächlichen Beobachtungen nirgends einen Anhalt für starke Faltungen in dieser Zeit. Solche können frühestens erst nach Ablagerung der Visestufe des Untercarbon stattgefunden haben; damals ist aber, wie aus späteren Bemerkungen[1] hervorgeht, das granitische, zu Gneisen umgewandelte Gestein schon emporgedrungen gewesen. Außerdem scheinen die Verhältnisse in den Randgebieten des Erzgebirges darauf hinzudeuten, daß die Umwandlung in kristalline Schiefer höchstens noch devonische Schichten mit umfaßt. Auf Sektion Lößnitz—Zwönitz wird Oberdevon als noch mit phyllitisiert angegeben[2], dagegen sind bisher nirgends in unserer Phyllitserie culmische Gesteine in phyllitischer Form gefunden worden. Auch sei daran erinnert, daß sich nirgends devonische oder silurische Zonen quer durch die Phyllitserie hindurch verfolgen lassen,

[1] Vergl. auch Anmerkung 4 p. 236.

[2] Vergl. Sektion Lößnitz—Zwönitz, II. Auflage 1913. Es ist mir nicht unwahrscheinlich, daß die Silur- und Devonkomplexe dieses Blattes erst nach der eigentlichen Vergneisung des Erzgebirges gelegentlich der nach der Culmzeit einsetzenden intensiven Krustenbewegungen ihre jetzige Lage erlangt haben. Sie gehören nämlich einer schmalen, dem nördlichen Erzgebirge vorgelagerten Synklinalzone an, welche sich mit allmählicher Hebung der Achse des Muldentiefsten über Lößnitz, Burkhardtsdorf, Erdmannsdorf und Hartha nach NO verfolgen läßt. Nördlich von diesem Zuge verläuft ebenfalls mit Hebung der Achse in nordöstlicher Richtung eine Antiklinalzone, welcher die Gneise und Glimmerschiefer zwischen Flöha, Frankenberg und Mobendorf angehören. Sekundäre Faltungen, Brüche und Überschiebungen komplizieren den Aufbau dieser langgezogenen Sattel- und Muldenzonen. Vergl. K. Pietzsch, Tektonische Probleme in Sachsen. Geolog. Rundsch. 1914 (im Druck).

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

sondern daß in dieser das Streichen der alten Schichtung im großen und ganzen mit dem Streichen der Schieferung zusammenfällt (anders das Fallen!), wie sich z. B. aus der Verteilung der Quarzithorizonte im Phyllitgebiet des westlichen Erzgebirges recht deutlich erkennen läßt. Schließlich muß auch darauf hingewiesen werden, daß culmische Ablagerungen im mittelböhmischen Muldengebiet völlig fehlen, und daß sie nur am Rande der böhmischen Masse angetroffen worden sind. Es ist wenig wahrscheinlich, daß sich die culmischen Schichten einst über das ganze Erzgebirge hinweggezogen haben. Jedenfalls ist eine Einfaltung culmischer Schichten bis in so tiefe Zonen, daß sie von der erst nach der Faltung einsetzenden Vergneisung hätten zu dichten Gneisen umgewandelt werden können, durchaus abzulehnen. So bliebe nur die Möglichkeit, daß sich Culmablagerungen einst wirklich über das ganze Gebiet des Erzgebirges erstreckt hätten, und daß das gesamte Schieferdach (einschließlich der allerobersten Schichten) in das Gneismagma hineingebrochen wäre. Jedoch bedingt diese Vorstellung eine derartige Häufung von Unwahrscheinlichkeiten, und außerdem sind die dichten Gneise gerade in den tiefen Zonen der Paragneise recht häufig, während sie in dem Phyllitareal fehlen, so daß auch aus diesem Grunde ein culmisches Alter für das Ausgangsmaterial der dichten Gneise zu bezweifeln ist.

Es war oben gezeigt worden, daß petrographische Momente das Culmalter jener Sedimente zu befürworten scheinen. Angesichts der eben auseinandergesetzten Gegengründe kann aber die petrographische Beweisführung allein nicht als genügend angesehen werden, wenn auch Gäbert [1] Zweifeln an der Zuverlässigkeit dieser Methode durch den Hinweis darauf zu begegnen meint, „daß gerade im Vogtlande und in Thüringen . . . . eine petrographisch sehr charakteristische Ausbildung gewisser geologischer Horizonte zu konstatieren ist".

Die Ansicht, daß derartige Grauwacken, wie sie den dichten Gneisen zugrunde liegen, aus petrographischen Gründen dem Culm angehören müssen, ist nur so lange verwertbar und die ganze Methode überhaupt nur so lange anwendbar, als man nicht auch ältere Gesteinskomplexe kennt, welche so zusammengesetzt sind, daß sie in der entsprechenden Metamorphose dichte Gneise liefern können. Im Vogtlande und in Ostthüringen freilich sind solche nicht zu finden. Dagegen sind im zentralen Böhmen, in Landstrichen also, die von manchen Teilen des Erzgebirges nicht weiter entfernt sind, als die vogtländisch-ostthüringischen Culmgebiete, alte Sedimente verbreitet, welche unseren culmischen Schichten in mancher Beziehung zu vergleichen sind, welche aber von Cambrium und Silur diskordant überlagert werden und daher als

[1] a. a. O. p. 367.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

präcambrisch anzusehen sind[1]. Überall wo sie auftreten, in den weiten Landstrichen von Kladno und Rakonitz über Pilsen bis Klattau und Mies, wie auch im Moldaugebiet von Kralup bis Podbaba und von Königssaal bis zu den St. Johann-Stromschnellen, bilden sie stets ein wohl definierbares und von den jüngeren Formationen bestimmt abtrennbares einheitliches Ganzes; an ihrem Aufbau sind vor allem Tonschiefer und Grauwackengesteine beteiligt, die in ganz unregelmäßiger Weise, aber in unendlich häufiger Wiederholung miteinander wechsellagern. In gewissen Zonen sind noch spilitische Ergußgesteine, ferner Lydite, Alaunschiefer und gelegentlich auch Kalkschiefer eingeschaltet. In der Modřaner Schlucht südlich von Prag tritt schließlich in den algonkischen Schichten noch eine Konglomeratbank auf, die sich auch weiter nach Süden und Südwesten zu bei Davle und Neu-Knín verfolgen läßt. An der Zusammensetzung der präcambrischen Sedimente beteiligen sich in der Hauptsache Quarz- und Glimmermineralien; doch enthalten die Grauwacken auch Feldspatfragmente (Plagioklas), und zwar stellenweise, z. B. im Moldaugebiet südlich von Prag, sogar so reichlich, daß der Quarz vollkommen in den Hintergrund gedrängt wird[2]. Infolge dieser ihrer mineralischen Zusammensetzung bieten die präcambrischen Grauwacken im Dünnschliffe dieselben Bilder dar wie entsprechende culmische Gesteine. Und betrachtet man die präcambrischen Schichtenkomplexe in ihrer Gesamtheit, zunächst ohne Rücksicht auf Zwischenschaltungen, die sich zudem nur in gewissen Zonen einstellen, und auch ohne Rücksicht auf Unterschiede in der Kristallinität, so bieten diese alten Sedimentfolgen Böhmens im großen und ganzen ein Bild, welches gewissen culmischen Ablagerungen des Vogtlandes, Ostthüringens, der Nordlausitz, Schlesiens und Mährens nicht unähnlich ist. Es müssen daher wenigstens ähnliche Bedingungen bei der Ablagerung der präcambrischen und culmischen Schichten geherrscht haben. Denn

[1] Die böhmischen Geologen gebrauchen statt „präcambrisch" den Ausdruck „algonkisch". Nachdem bekanntlich auch die Konglomerate der Kammená hůrka bei Tejřovic *Paradoxides*-Reste geliefert haben, und diese Stufe demnach nicht mehr, wie es früher geschah, zum Untercambrium gestellt werden darf, sondern ebenfalls zum Mittelcambrium gehört, ist zwar das präcambrische Alter des diskordant darunterliegenden Schichtenkomplexes nicht mehr ganz sicher, jedoch fehlen, wie F. Slavík (Spilitische Ergußgesteine usw., Archiv d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. **14**. No. 2. Prag 1908. p. 4) schreibt, „alle Gründe, die liegenden Schiefer nunmehr der *Olenellus*-Stufe zuzuzählen und somit für untercambrisch zu erklären. Solange nicht Fossilienfunde eindeutig eine solche Altersbestimmung notwendig machen, bleibt noch die Auffassung unserer Schiefer als Algonkium die wahrscheinlichste".

[2] Für diese und für manche andere Mitteilung über das böhmische Präcambrium, sowie für liebenswürdige Führung im Felde bin ich den Herren Prof. F. Slavík und R. Kettner in Prag zu Danke verpflichtet.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

hier wie dort spielen Tonschiefer die Hauptrolle, mit denen arkoseartige Grauwacken und Grauwackenschiefer in tausendfältiger Wiederholung wechsellagern. Diese gewisse Ähnlichkeit der Komplexe im großen könnte fast den Gedanken auftauchen lassen, in den präcambrischen Serien Böhmens möchten culmische Ablagerungen verborgen stecken. Jedoch kennzeichnen Lagerungsverhältnisse und Fossilfreiheit die alten Schichten Böhmens in eindeutiger Weise als ein in sich geschlossenes einheitliches Ganzes, welches mit sicherer stratigraphischer Diskordanz vom Mittelcambrium überlagert wird, während andererseits ebenso die culmischen Komplexe der Randgebiete der böhmischen Masse durch Einschaltungen von fossilführendem Kohlekalk und durch pflanzliche Reste ihrem Alter nach eindeutig festgelegt sind.

Treten nun in Böhmen Schichten präcambrischen Alters auf, welche in ihrer Zusammensetzung culmischen Komplexen ähnlich sind, so ist es wohl viel wahrscheinlicher, daß die dichten Gneise des Erzgebirges aus präcambrischen Sedimenten hervorgegangen sind, als aus culmischen; denn daß sich die präcambrischen Schichten jetzt nicht mehr bis nach Sachsen verfolgen lassen, hindert nicht anzunehmen, daß sie in ähnlicher Beschaffenheit wie in Böhmen einst auch bis ins Erzgebirge und noch weiter verbreitet waren.

Wenn mit der Annahme culmischen Alters für das Ausgangsmaterial der dichten Gneise zwar die petrographische Zusammensetzung übereinstimmt, die Lagerungsverhältnisse dagegen sich damit nicht vereinbaren lassen, so wird bei der eben vorgeschlagenen Auffassung beides in gleicher Weise leicht und eindeutig erklärt. Denn, was zunächst die petrographische Zusammensetzung anlangt, so unterscheiden sich die präcambrischen Grauwacken und Schiefer, wie schon oben erwähnt wurde, in ihrem Mineralbestand kaum von culmischen und sind daher auch in chemischer Beziehung sehr nahe mit diesen verwandt. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß präcambrische Gesteine Böhmens, culmische Grauwacken der Nordlausitz und dichte Gneise des Erzgebirges in ihrer chemischen Zusammensetzung recht ähnliche Verhältnisse zeigen, wie aus der gegenüberstehenden Tabelle hervorgeht.

Wenn auch in den Analysenwerten derselben Stoffe bei diesen 7 Analysen nicht unerhebliche Schwankungen zum Ausdruck kommen, so ist doch eine gewisse Übereinstimmung im großen unverkennbar. Man darf aus ihr rückwärts auf Ähnlichkeit der mineralogischen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine schließen. Ein bemerkenswerter Unterschied in den Analysen zeigt sich eigentlich nur beim Fe_2O_3, und zwar insofern, als die culmischen Grauwacken durchweg geringere Mengen dieses Stoffes ergaben als die präcambrischen Grauwacken und dichten Gneise; es ist dies wohl darauf zurückzuführen, daß in den culmischen Grauwacken Glimmer

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

	Präcambrische Grauwacken[1]		„Dichte Gneise“		Culmische Grauwacken		
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO_2	72,25	66,31	69,36	59,87	68,80	56,82	68,80
TiO_2	—	—	0,71	—	—	—	—
Al_2O_3. . . .	8,04	15,73	13,52	21,23	16,57	22,75	16,49
Fe_2O_3 . . .	1,66	3,25	2,30	4,04	0,39	0,18	0,22
FeO	3,58	3,61	3,70	3,34	3,39	4,84	4,24
MnO	0,28	0,49	—	—	—	—	—
CaO	1,46	3,66	1,63	1,20	2,16	2,26	1,08
MgO	2,16	2,95	1,32	2,62	1,95	3,54	2,18
K_2O	4,09	5,99	2,64	3,62	2,05	3,02	3,03
Na_2O. . . .	3,27	0,59	3,36	1,14	2,86	3,18	3,19
P_2O_5	—	—	0,75	—	—	—	—
$H_2O + CO_2$.	2,73	1,74	0,76	2,75	2,49	4,02	1,57
	99,52	104,32	100,05	99,81	100,66	100,61	100,80

I. Feinkörnige Grauwacke, Podbaba bei Prag, anal. von Strnad (aus J. Klvaňa, Das Moldautal zwischen Prag und Kralup; Archiv d. naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen. IX. No. 3. Prag 1895. p. 10).

II. Grauwackenschiefer, Řeží, anal. von Plamínek (ebenda p. 93).

III. Kristalline Grauwacke, Riesenburg bei Ossegg i. Böhm., anal. von A. Wagner. 1906 (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1907. p. 348).

IV. „Glimmertrapp“, Metzdorf, anal. von R. Reinisch. 1906 (ebenda).

V. Körnige Culm-Grauwacke, Butterberg bei Kamenz, anal. von J. Beger.

VI. Schieferige Culmgrauwacke, Butterberg bei Kamenz, anal. von J. Beger.

VII. Körnige Culmgrauwacke, Lückersdorf bei Kamenz, anal. von J. Beger.

auftreten, die an Fe_2O_3 sehr arm sind. Die geringe Anzahl von zur Verfügung stehenden Analysen läßt es nicht ratsam erscheinen, aus ihnen irgend welche allgemeine Schlüsse über die Abkunft der dichten Gneise von präcambrischen oder von culmischen Gesteinen abzuleiten.

[1] Die Grauwacken von Podbaba und Řeží werden in der Arbeit welcher die beiden Analysen entnommen sind, als Etage C bezeichnet, sie müssen jedoch zum Algonkium gestellt werden. Die Analyse II ist zwar recht wenig befriedigend, mußte aber mit angeführt werden, weil die beiden Analysen I und II die einzigen mir zugänglichen Analysen präcambrischer Grauwacken Böhmens sind. Die Analysen V—VII wurden als Übungsanalysen angefertigt und mir von Herrn cand. J. Beger in dankenswerter Weise aus seinem Manuskript zur Verfügung gestellt.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

Was nun schließlich Lagerungs- und Verbandsverhältnisse der dichten Gneise anlangt, so ist es bei der Annahme, daß diese sich von präcambrischen Grauwacken ableiten, ohne weiteres einleuchtend, daß sie sich in den Zonen der Paragneise und der Glimmerschiefer finden, daß aber in den höheren Zonen, wie sie von den Phylliten repräsentiert werden, entsprechende Gesteine nicht anzutreffen sind. Man braucht zur Erklärung ihrer Verbreitung im Gneissystem also keine hypothetischen Faltungen von großem Ausmaß anzunehmen.

Eine wichtige Rolle bei der von Lepsius und Gäbert vorgenommenen Altersdeutung der dichten Gneise spielen deren gerölleführende Abarten. Diese zeichneten sich vor allem dadurch

Fig. 2. Gerölleführende kristalline Grauwacke von Weesenstein südlich von Dresden; $\frac{1}{3}$ der nat. Größe.

aus, daß sie nur selten echte Konglomerate mit stark zurücktretender Grundmasse bilden, daß vielmehr die Gerölle meist nur locker verteilt in der Grauwacken-Grundmasse eingebettet liegen, vergl. Fig. 2 und 3. Genau dieselben Verhältnisse zwischen Grundmasse und Geröllen herrscht bei der oben kurz erwähnten Geröllbank, welche in der Modřaner Schlucht südlich von Prag den algonkischen Grauwacken und Schiefern eingeschaltet ist, vergl. Fig. 4. Sie besitzt hier ungefähr 5 m Mächtigkeit und ist an den nur mit spärlichem Gras und dornigem Akaziengestrüpp bedeckten Steilhängen der Schlucht gut zu studieren. Die Gerölle sind erbsen- bis faustgroß und stets gut gerundet. Bald überwiegen die Gerölle, bald die Zwischenmasse. Senkrecht zur Schichtung geht die Geröllbank durch allmähliches Zurücktreten der Gerölle und durch Zunahme der Grauwackenzwischenmasse in echte körnige Grauwacken über. Ihrem Gesamt-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/;www.zobodat.at

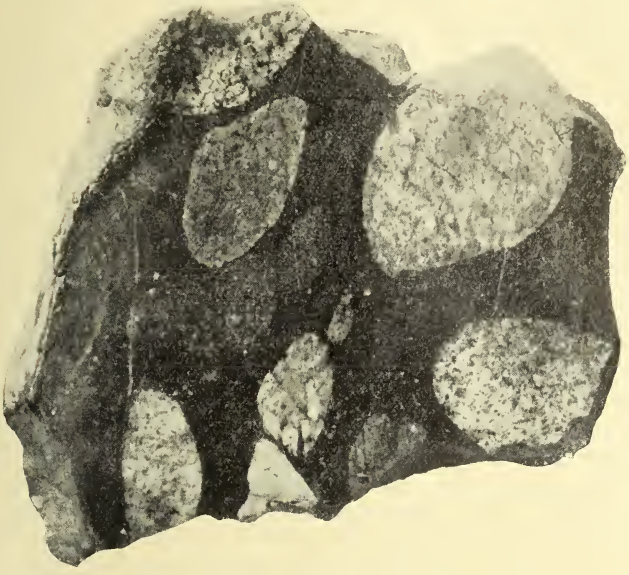

Fig. 3. Geröllführender dichter Gneis von Hammer Obermittweida im Erzgebirge; angeschliffene Platte; $\frac{2}{3}$ der nat. Größe.

Fig. 4. Geröllführende präcambrische Grauwacke aus der Modřaner Schlucht südlich von Prag; $\frac{1}{2}$ der nat. Größe.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

habitus nach kann die Geröllbank der Modřaner Schlucht geradezu als das Urbild der gerölleführenden Gesteine von Obermittweida, von Clanzschwitz und von Weesenstein gelten. Daß die Natur der Gerölle in dem böhmischen Vorkommen eine etwas andere ist als in den damit verglichenen sächsischen Gesteinen, hat nichts zu sagen. In Böhmen werden die Gerölle zum weit überwiegenden Teil von Grauwacke gebildet und zwar von einer Grauwacke, die mit der umhüllenden präcambrischen Grauwacke selbst übereinstimmt; daneben finden sich nur noch wenig Porphyr und Quarz, auch Kalkstein wird angegeben; R. Kettner fand schließlich auch grobkörnigen amphibolführenden Granit. In den dichten Gneisen des Erzgebirges, sowie in den Gesteinen der Oschatzer Berge und von Weesenstein spielen dagegen meist granitische Gerölle die Hauptrolle, denen sich gneisartige Gesteine, mikrogranitische Quarzporphyre, Quarzite u. a. m. zugesellen. Grauwacken werden nicht angegeben, jedoch dürften sie keineswegs fehlen. Schon J. Lehmann[1] machte auf Gerölle in dem Gestein von Obermittweida aufmerksam, deren Umrisse meist erst auf angeschliffenen Platten und bei Benetzung hervortreten und dann teils scharf und regelmäßig, teils verschwommen und unregelmäßig sind. Man geht kaum fehl, wenn man in einem Teil dieser nur schemenhaft auftretenden Gerölle ehemalige Grauwackengerölle sieht. Gerade dem Umstand, daß diese im wesentlichen dieselbe Zusammensetzung wie die umgebende Grauwacken-Grundmasse besitzen, dürfte es zuzuschieben sein, daß bei ihnen in der Metamorphose eine viel innigere Verflößung mit dem Nebengestein eingetreten ist, als dies bei den aus Granit, Quarzit u. a. m. bestehenden Geröllen der Fall ist.

Nach alledem ist man wohl berechtigt, wie für die dichten Gneise des Erzgebirges im allgemeinen, so auch für deren gerölleführende Abart im besonderen präcambrische Sedimente als Ausgangsmaterial anzunehmen.

Einem Einwurf soll hier noch begegnet werden. Man könnte einwenden, polymikte Konglomerate seien in Böhmen im Cambrium in viel größerer Mächtigkeit und Verbreitung bekannt als im Präcambrium, und es sei deshalb eher möglich, daß Äquivalente dieser Gebilde in den Geröllegneisen vorliegen. Dem ist aber zunächst entgegenzuhalten, daß es sehr wenig wahrscheinlich ist, daß sich die basalen Konglomerate des böhmischen Cambriums bis nach Sachsen ausgebreitet haben. Denn nach aller Erfahrung hat im Gebiete des Erzgebirges im wesentlichen ein ungestörtes Fortschreiten der Sedimentation vom Präcambrium bis ins Silur stattgefunden — jedenfalls lassen sich Diskordanzen mit mächtigen Basalkonglomeraten nicht nachweisen; die gerölleführenden Gneise

[1] J. Lehmann, Altkristall. Schiefergesteine. p. 135.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

selbst machen durchaus nicht den Eindruck derartiger Basalkonglomerate —; dagegen sind in Böhmen durch das Fehlen der *Olenus*- und *Olenellus*-Stufe [1] und durch die schwache Faltung des das Cambrium untertenfenden Präcambriums Diskordanzen deutlich zum Ausdruck gekommen. Haug rechnet daher das Erzgebirge zum Gebiet der Ardennen-Geosynklinale, Böhmen aber zu einer zentraleuropäischen Geoantiklinale. Die grobklastischen Konglomerate des böhmischen Cambriums stellen küstennahe Bildungen dar, und die *Paradoxides*-Schiefer bilden nur eine andersartige, im ganzen aber gleichaltrige Fazies derselben. Gegenüber den auf verhältnismäßig kurze Strecken schon rasch in der Zusammensetzung wechselnden cambrischen Schichten Böhmens bieten die über weite Flächen so einförmig aus Schiefern und Grauwacken aufgebauten präcambrischen Komplexe viel größere Wahrscheinlichkeit, daß sie sich in ähnlicher Ausbildung bis nach Sachsen und vielleicht noch weiter erstreckt haben. Wenn auch eine gewisse Möglichkeit noch bestehen bleibt, daß in den dichten Gneisen außer präcambrischen vielleicht auch noch jüngere Gesteine mit enthalten sein können, so ist man aber nach dem Vorausgehenden doch zu der Annahme berechtigt, daß in den Gliedern des Glimmerschiefer- und Gneissystems des Erzgebirges vornehmlich präcambrische Schichten in metamorpher Form vorliegen.

Im Algonkium Böhmens waren Kieselschiefer, Alaunschiefer, Kalkstein und vor allem diabasische (spilitische) Ergüsse vorhanden. Derivate ähnlicher Gesteine sind auch im Gebiet der Paragneise und Glimmerschiefer des Erzgebirges verbreitet; so sei an die graphitführenden Glimmerschiefer der Sektion Wiesenthal und an die vielen Kalksteinlager in der Glimmerschieferzone erinnert. Die Amphibolite sind z. T. sicher auf diabasische Ergüsse zurückzuführen, andere vielleicht auch auf Tuffe, wieder andere, und zwar vor allem diejenigen im Gebiete der Orthogneise (z. B. in den tieferen Zonen der Freiberger Gneise und Fürstenwalder Gneise), bilden wohl die zu kristallinen Schiefern deformierten, in den Eruptionsschloten erstarrten Äquivalente oberflächlich einst (im Silur und Devon) zum Erguß gekommener gabbroider Magmen. Wenn man von der zuletzt genannten Art der Amphibolite absieht, ist es demnach keineswegs notwendig, aus der Anwesenheit von Amphiboliten und Kalkstein in dem vergneisten Gebiet darauf zu schließen, daß die Vergneisung auch devonische Schichten mit umfaßt hat.

[1] Gewöhnlich werden die Dd1*a*-Schichten ins Obercambrium gestellt, doch ist die Altersbestimmung unsicher, weil bisher keine Trilobiten, sondern nur Brachiopoden darin gefunden wurden. Nach einer privaten Mitteilung möchte sie J. Perner eher in das tiefste Untersilur verlegen. Diese Stellung weist ihnen auch Frech zu, der sie mit dem *Phykodes*-Horizonte des Vogtlands und mit dem armorikanischen Sandstein parallelisiert (vergl. N. Jahrb. f. Min. etc. 1899. II. p. 164—176).

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Die Zusammensetzung des Präcambriums allein in Böhmen liefert schon genügend Anhaltspunkte, alle die fraglichen Gesteine auf solche präcambrischen Alters zu beziehen.

Lepsius und Gäbert verwendeten die gerölleführenden dichten Gneise, um das **Alter der erzgebirgischen Gneise** zu bestimmen. Da sie glauben, jene aus culmischen Gesteinen ableiten zu müssen, so folgern sie, daß die als Gneis erstarrten granitischen Magmen erst nach Ablagerung des Culms emporgedrungen seien. Dieser Schluß ist aber hinfällig, sobald man in den dichten Gneisen wesentlich ältere Gesteine erkennt.

Eine völlig genaue Angabe des Alters der erzgebirgischen Gneise ist zurzeit überhaupt noch nicht möglich. Vielleicht liefert eine neuerliche Untersuchung des Lagerungsverhältnisses des Paläozoikums zum Glimmerschiefer- und Phyllitsystem zwischen Augustusburg und Nossen brauchbare Resultate. Hier sollen nämlich an einigen Stellen Glimmerschiefer diskordant von Gesteinen überlagert werden, die bisher ins Unterdevon gestellt worden sind, die aber nach Analogie mit entsprechenden Gesteinskomplexen in der Nähe der Münchberger Gneismasse[1] und bei Plauen[2] wohl der Étroeungt-Stufe des Culms zuzuzählen sind[3].

Im übrigen dürften die Gneise des Erzgebirges ihre Entstehung nicht einem einmaligen[4] episodischen Akt der Intrusion

[1] Vergl. J. Felsch, Die Schichtenfolge des unteren Culms in der Umgebung des Münchberger Gneismassivs. Jenaer Diss. 1911.

[2] Nach bisher unveröffentlichten privaten Mitteilungen des Herrn Prof. E. Weise in Plauen i. V.

[3] Neuerdings hat G. Berg (Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. N. F. Heft 68. 1912) für die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges nachgewiesen, daß diese bei Beginn der Culmzeit schon fertig gebildet waren, da sie in den culmischen Konglomeraten bereits als Gerölle auftreten. Für die Gneise des Eulengebirges bestätigt auch R. Lepsius das vorculmische Alter (Geologie von Deutschland. III. Bd. 1. Lief. 1913. p. 24 und 169). Diese Gneise sind nach Lepsius mit dem sächsischen Granulitgebirge zu vergleichen und sind zwischen Devon und Culm entstanden. Die Gneisgranite des Altvatergebirges mit ihrer mächtigen Glimmerschieferformation dagegen entsprechen nach R. Lepsius „den Gneisgranitkuppeln des Erzgebirges; sie lagern konkordant unter dem Cambrium, das sie in Glimmerschiefer und Phyllite kontakt- und regionalmetamorph umgewandelt haben".

[4] Zwar nimmt Gäbert zwei altersverschiedene „Gneisformationen" im Erzgebirge an, nämlich eine „graue" und eine etwas jüngere „rote"; jedoch sollen beide Gneise kurz nacheinander zwischen Culm und Obercarbon gebildet sein. Da das Obercarbon (Saarbrücker Stufe) schon diskordant auf den kristallinen Schiefern liegt, so müßte außerdem noch in diesem kurzen Zeitintervall eine nicht unbeträchtliche Denudation wirksam gewesen sein, was einerseits Gäbert's zwei Gneisbildungen zu einem episodischen Akt gestaltet, andererseits aber überhaupt das ganze culmische Alter der Gneise in einem recht fraglichen Lichte erscheinen läßt.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

granitischer Massen verdanken, wobei die Gneisstruktur nur als eine Folge der Erstarrung unter Druck zu deuten wäre. Denn für Schmelzen, und mögen sie noch so viskos sein, gelten die hydrostatischen Gesetze ebenso wie für Flüssigkeiten, und einseitig ausgeübter Druck wird sich daher in ihnen in hydrostatischen Druck umsetzen. Erst sobald die Kristallisation soweit gediehen ist, daß die ausgeschiedenen Kristalle nicht mehr frei beweglich sind, sondern sich gegenseitig berühren, kann ein einseitiger Druck sich Geltung verschaffen. Da nach den Feststellungen von J. H. L. Vogt[1] die Ausscheidungsfolge in einem Schmelzfluß sich bei Änderung des Druckes nicht wesentlich verschiebt, so muß das granitische Magma im großen und ganzen auskristallisiert gewesen sein, ehe die Umformung der granitischen in die gneisige Textur erfolgte; denn der Quarz, der bei granitischen Gesteinen sich zuletzt ausscheidet, war schon vorhanden als die texturelle Umwandlung des Granites erfolgte; er ist häufig zertrümmert und um ihn schmiegen sich die Glimmerflasern an. Ebenso wurden die in das Magma einsinkenden Schollen der Sedimenthülle zunächst aufgeschmolzen, injiziert und umkristallisiert, ehe ihnen die gneisige Textur aufgeprägt wurde. Manche Schollen wurden nicht völlig aufgeschmolzen, weil die Abkühlung und Auskristallisation der schmelzflüssigen Umgebung schon einsetzte, bevor die Einschmelzung der ersteren beendet war; es blieben daher ungeschmolzene Reste, an denen dann der umgebende Schmelzfluß aber schon kontaktmetamorphe Wirkungen ausgeübt haben mußte. Auch auf diese wesentlich im festen Zustand umkristallisierten Reste wirkten dann die richtenden Kräfte ein, konnten hier aber im allgemeinen nicht so starken Erfolg haben wie bei den aus dem Schmelzfluß auskristallisierenden Teilen. Zu derartigen Resten nicht völlig aufgeschmolzener, aber kontaktmetamorphisch veränderter Schollen gehört sicher ein Teil der dichten Gneise, vor allem diejenigen mit halbklastischer Struktur und die gefleckten Abarten. Bei anderen haben sich dagegen auch mehr oder minder weitgehende Umschmelzungen und Injizierungen geltend gemacht.

Die Umprägung der granitischen in die gneisige Textur ging jedenfalls in der Nähe des Schmelzpunkts der Mineralkomponenten des Gesteins vor sich und war, namentlich in den höheren Teilen (Glimmerschiefer- und Phyllitzone), mit starken Gleitbewegungen verbunden. Solche dürften sich aber kaum episodisch abgespielt haben; denn bei rasch verlaufenden Gleitungen beobachtet man keine Gneisbildung, sondern Mylonitisierung; es sei z. B. an die Quetschzonen im Lausitzer Granit in der Nähe der Hohnsteiner Überschiebung erinnert. Es besteht daher die Wahrscheinlichkeit,

[1] J. H. L. Vogt, Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. Tschermak's Min. u. petr. Mitt. 27. 1908. p. 167.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

daß die Gleitbewegungen mit langsam verlaufenden, lang andauernden, epirogenetischen Krustenbewegungen in Zusammenhang zu bringen sind, wie sie im vorliegenden Falle namentlich im Devon nachweisbar sind (und auch bis in den Culm angehalten haben). Da es vorläufig durch nichts bewiesen ist, daß in den hochmetamorphen Serien der Glimmerschiefer und Paragneise des Erzgebirges auch devonische Gesteine mit enthalten sind, die eventuell in Frage kommenden Gesteine sich vielmehr ebenfalls als präcambrische Bildungen deuten lassen, so kann die Intrusion der granitischen Massen, welche die Gneise lieferten, im Erzgebirge vielleicht schon lange vor dem Oberdevon erfolgt sein. Ihre Umbildung zu Gneis hat dann aber wahrscheinlich bis nach dem Oberdevon angehalten, weil wir nirgends die Stiele der im Oberdevon effusiv gewordenen diabasischen Massen antreffen, sondern nur Amphibolite, also ebenfalls kristalline Schiefer, die man aber jedenfalls wohl wenigstens z. T. mit jenen Stielen in Verbindung bringen muß. Die evolutionären epirogenetischen Bewegungen haben im Gebiete des Erzgebirges bis zum Ende des Untercarbon gedauert. Erst dann setzten die starken orogenetischen Bewegungen ein, die sich dann mehrmals, aber stets als kurze, episodische Akte bis in das Rotliegende wiederholen.

Wie eingangs hervorgehoben, besteht eine gewisse petrographische Verwandtschaft der gerölleführenden Gneise des Erzgebirges mit den kristallinen gerölleführenden Grauwacken der Oschatzer Berge und mit den konglomeratischen Schichten der Weesensteiner Grauwackenformation. Es muß daher noch kurz auf diese eingegangen werden.

Im nördlichen Sachsen erheben sich unweit der Orte Oschatz und Strehla aus den hier schon allgemein verbreiteten diluvialen Ablagerungen einige Vorkommen alten Gebirges; und zwar tritt in ziemlicher Verbreitung ein Biotitgranit auf, von dem aus sich nach Osten und Süden zu Übergänge in Biotitgneis verfolgen lassen. Auf diesen folgt dann ein durch Andalusitglimmerschiefer und kristalline Grauwacken repräsentierter Kontakthof, an den sich weiterhin altpaläozoische Gesteine anschließen. Ein Profil (siehe Fig. 5) vom Dürren Berge bei Laas in südlicher Richtung nach der Clanzschwitzer Windmühle beginnt daher im Gneis (gn), trifft am Clanzschwitzer Cabel gerölleführende kristalline Grauwacken (c), durchschneidet im Großen Steinberg Andalusitglimmerschiefer (ma) und berührt im Kleinen Steinberg wieder gerölleführende kristalline Grauwacken (c). Im Orte Clanzschwitz selbst wurden dann bereits quarzitische Grauwacken (gq) nachgewiesen; solche setzen auch weiter südlich den Bergrücken zusammen, welcher die Clanzschwitzer Windmühle trägt. Noch weiter nach S und SO zu trifft man schließlich auf obersilurische Kieselschiefer (s2).

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Die Verbandsverhältnisse aller dieser Gesteine sind nirgends aufgeschlossen. Die quarzitischen Grauwacken gehören einem Zuge tief untersilurischer Grauwacken an, der sich von hier aus über den Collmberg bei Oschatz und die Deditzhöhe bei Grimma bis nach Otterwisch und Hainichen südlich von Leipzig verfolgen läßt, wo er auch Fossilien geliefert hat[1]. Neuerdings fand Herr cand. geol. F. Haertel in einem Steinbruche bei dem Vorwerke südlich der Clanzschwitzer Windmühle einen schlecht erhaltenen Brachiopodenrest, der vielleicht einer breiteren Lingulidenart, wie *Lingula Rouaulti* oder *Ling. Feistmanteli*, angehört.

Die kristallinen Grauwacken[2] entsprechen makroskopisch durchaus gewissen dichten Gneisen des Erzgebirges, besonders dem Obermittweidaer Gestein; u. d. M. zeigen sie teils typische Kontaktstruktur, teils auch jene charakteristische halbklastische Struktur.

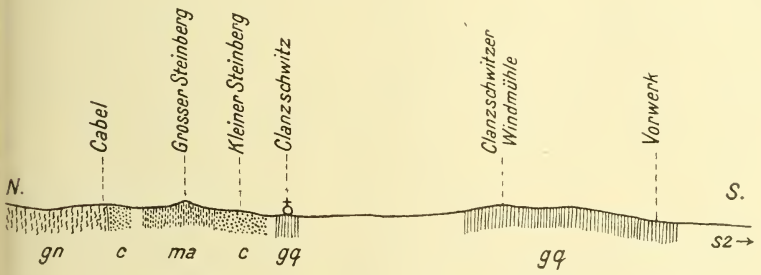

Fig. 5. Profil durch die Clanzschwitzer Höhen bei Oschatz in Sachsen. (Länge ungefähr 1:40000.)

Die Gerölle bestehen aus Quarzit, Fettquarz, Granit und Granitgneis, andere weisen auf quarzporphyrische Gesteine hin.

Auch diese nordsächsischen konglomeratischen Grauwacken wurden einst als archäisch angesehen[3]. F. Schalch schließt sich jedoch in den Erläuterungen zu Sektion Oschatz—Wellerswalde (1888) dieser Deutung nicht bestimmt an, da die „petrographischen Eigenschaften diese gesamten Gesteinsgruppen auch mit einem cambrischen oder untersilurischen Alter derselben vereinbar" seien. Auf den geologischen Übersichtskarten von Sachsen stellt H. Credner (1908 und 1910) die gerölleführenden kristallinen Grauwacken in den Culm.

[1] Vergl. K. Pietzsch, Cruzianen aus dem Untersilur des Leipziger Kreises. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1910. p. 571—582.

[2] Bezüglich der genaueren Beschreibung vergleiche man die Erläuterungen zu Sektion Oschatz—Wellerswalde der geol. Spez.-Karte v. Sachsen.

[3] Vergl. H. Pohlig, Der archäische Distrikt von Strehla bei Riesa i. S. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1877. p. 545.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Wenn man nun auch annehmen muß, daß in dem oben mitgeteilten Profil die Schichten nicht in wahrer Mächtigkeit auftreten, sondern diese durch streichende Dislokationen vergrößert erscheint, so läßt sich doch erkennen, daß die Schichten im allgemeinen nach Süden zu an Alter abnehmen. Es ist daher wahrscheinlich, daß die kristallinen Granwacken und Andalusitglimmerschiefer, bezw. ihr Ausgangsmaterial, älter sind als die tief untersilurischen quarzitischen Grauwacken. Der aus Andalusitglimmerschiefer und geröllführenden kristallinen Grauwacken zusammengesetzte Komplex ist nun augenscheinlich aus ähnlichen Sedimenten hervorgegangen wie die schiefrigen und massigen dichten Gneise des Erzgebirges und darf daher auch auf präcambrische Gesteine zurückgeführt werden.

In etwas anderem geologischen Verband treten die konglomeratischen Schichten der Weesensteiner Grauwackenformation auf. Diese bildet das östlichste Glied jenes NW—SO verlaufenden Schieferstreifens, der sich zwischen das erzgebirgische Gneismassiv und den Lausitzer Granit einschiebt, und ist von letzterem in ihrer ganzen Erstreckung kontaktmetamorphisch verändert worden. An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich vor allem Hornfels und kristalline Grauwacken, die mit Knotenglimmerschiefer wechsellagern. Die kristallinen Grauwacken führen bei Weesenstein und einigen anderen Orten Gerölle und sind im ganzen genommen rein petrographisch den konglomeratischen Grauwacken der Strehlaer Berge und gewissen dichten Gneisen des Erzgebirges völlig gleich. Die Gerölle bestehen hier vorwiegend aus Quarz, Quarzit, sowie aus mittel- bis feinkörnigen, oft recht glimmerarmen Graniten; auch Porphyrgerölle sind vertreten.

Auf das geologische Alter der Weesensteiner Grauwacken läßt sich ebensowenig aus den Lagerungsverhältnissen wie aus dem petrographischen Aufbau allein ein auch nur einigermaßen sicherer Schluß ziehen. R. Beck, der diese Gebiete für die geologische Spezialkarte 1888—1890 aufgenommen hat, spricht sich deshalb in den Erläuterungen zu den Blättern Kreischa, Pirna und Berggießhübel über das Alter der Weesensteiner Grauwackenformation nicht bestimmt aus, glaubt sie aber für jünger als silurisch halten zu müssen. In einer späteren Arbeit[1] meint er dann, daß sie „mit der größten Wahrscheinlichkeit dem Devon zugerechnet werden darf". Neuerdings schreibt R. Lepsius[2] diesen Grauwacken ebenso wie den Strehlaer Konglomeraten und den erzgebirgischen dichten Gneisen culmisches Alter zu. So hält es auch H. Credner in den geologischen Übersichtskarten von Sachsen. Doch ist tatsächlich keinerlei Beweis für das Culmalter der Weesensteiner Grauwacken erbracht worden.

[1] Kontakthöfe im Elbtalgebirge. Tschermak's Min. u. petr. Mitt. 1893. p. 294.

[2] Geologie von Deutschland. II. p. 32.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Da zum Verständnis der Stratigraphie des Elbtalschiefersystems gleichzeitig eine eingehende Klarlegung der komplizierten tektonischen Verhältnisse erforderlich ist, diese aber an anderer Stelle gegeben werden soll, so möchte ich auf die Frage nach dem Alter der Weesensteiner Grauwackenformation hier zunächst noch nicht eingehen.

Leipzig, Geologische Landesanstalt, Dezember 1913.

Erwiderung auf die gegen meine Hypothese erhobenen Einwände.

Von **Franz Treubert** in München.

Die in meiner Abhandlung „Die Sonne als Ursache der hohen Temperatur in den Tiefen der Erde, der Aufrichtung der Gebirge und der vulkanischen Erscheinungen“ [1] ausgeführte Hypothese steht in schroffem Gegensatz zur herrschenden Glutkerntheorie und ist deshalb von den Anhängern dieser Theorie entschieden bekämpft worden. Ich werde im folgenden die Haupteinwände besprechen und widerlegen, welche gegen die Grundlagen meiner Hypothese erhoben worden sind. Diese Grundlagen fasse ich kurz in folgende Sätze zusammen:

Die feste Erdrinde ist allenthalben von Spalten, Rissen und Poren durchsetzt, welche mit Luft erfüllt sind. Diese Bodenluft steht mit der Atmosphäre durch unzählige Kanäle in Verbindung und bildet mit ihr ein Ganzes, die Gesamtatmosphäre (Die Sonne etc. p. 8). Auch die Bodenluft zirkuliert. Die allgemeine, durch Sonnenwärme hervorgerufene Luftzirkulation bewirkt, daß in den Höhen über der Erde extrem tiefe, in den Tiefen der Erdrinde extrem hohe Temperaturen herrschen (p. 8—14). — Durch das Meer wird der größte Teil der Erdoberfläche von der Atmosphäre, der Trägerin der Sonnenwärme, abgeschlossen. Im Meere und unter dem Meere nimmt deshalb die Temperatur mit der Tiefe ab (p. 26—29). Der Meeresboden ist meilentief von Wasser durchtränkt. Dieses Wasser kann in größeren Tiefen gefrieren. Die so gebildeten Eisbodenfelder dehnen sich mit enormer Gewalt hauptsächlich in horizontaler Richtung aus. Durch den Druck auf die Küste entstehen die großen Faltengebirge des Festlandes (p. 29 ff.).

Die Haupteinwände entnehme ich einer Publikation von E. Küppers: „Bemerkungen zu F. Treubert, Die Sonne etc.“ [2]. Zunächst wird die von mir angenommene Zirkulation der Bodenluft

[1] München 1904. Max Kellerer's Hofbuchhandlung.

[2] Dies. Centralbl. 1905. p. 82 ff. Seine Einwände hat H. Thiene übernommen besonders in „Temperatur und Zustand des Erdinnern“. Jena 1907. p. 47, 48, und im „Handwörterbuch der Naturwissenschaften“. Jena (G. Fischer) 1913. 3. p. 730.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Jahr/Year: 1914

Band/Volume: 1914

Autor(en)/Author(s): Pietzsch Kurt

Artikel/Article: Über das geologische Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges. (Schluß.) 225-241