

Der Granit unter dem Cambrium des hohen Venn

von

A. von Lasaulx.

Anstehender Granit war bisheran in dem ganzen Gebirgskörper, den man gewöhnlich als das rheinisch-westfälische Schiefer- oder Grauwackengebirge bezeichnet, nicht nachgewiesen.

Die paläozoischen Schichtensysteme, welche dieses Gebirge zusammensetzen, nehmen bekanntlich ein besonders nach SW weit sich ausdehnendes Gebiet ein. Der ganze Gebirgszug der belgisch-französischen Ardennen gehört dazu, bis über die Ufer der Maas und in die Gegend von Valenciennes nach Frankreich hinein. Auf der Ostseite tauchen die paläozoischen Formationen unter die abweichend ihnen aufgelagerten jüngeren Schichtensysteme der Wetterau und der östlichen Nachbargebiete Westfalens hinab. Die südliche Grenze ihrer oberflächlichen Verbreitung bezeichnet etwa eine Linie Wiesbaden - Saarburg-Mezières, die nördliche Grenze verläuft von Valenciennes über Lüttich-Aachen-Düsseldorf.

Den grössten Theil dieses Gebirgskörpers nehmen die Schichten des devonischen Systems und des damit enge verbundenen Carbonsystems ein.

Längs der südlichen Begrenzungslinie, aus der Gegend von Wiesbaden sich erstreckend bis an die Nahe bei Kirn ist ein schmaler Streifen älterer Schichten nachgewiesen, die älteren Taunus- oder Sericitgesteine, welche dem azoischen, sogenannten huronischen oder Urschiefersysteme zugerechnet werden ¹⁾.

1) v. D e c h e n, Erläuterungen zur geol. Karte der Rheinprovinz etc. Bd. II. 1884. p. 1.

Ebenso wird das Gebirgsplateau, welches die westlichsten Theile der Rheinprovinz einnimmt, das sog. hohe Venn und welches nach Belgien sich hinübererstreckt, z. Th. von älteren Gebirgsschichten gebildet, welche nach den Untersuchungen von Dewalque und Gosselet dem Cambrium, der ältesten Abtheilung des silurischen Systems angehören.

Weiter nach SW und ganz besonders auf beiden Ufern der Maas treten die Schichten des silurischen Systems noch einmal hervor und bilden, von kleineren Partien abgesehen, vornehmlich das Massiv von Rocroy.

Wie im Taunus die ältesten Devonschichten über den azoischen Taunusgesteinen in concordanter Lagerung sich finden, so liegen auch im hohen Venn die devonischen Schichten concordant über dem Silur, während in dem französischen Theile der Ardennen, in dem genannten Massiv von Rocroy eine discordante Auflagerung des Devon auf dem Silur vorhanden zu sein scheint. Gleichwohl sind auch hier die Faltungerscheinungen beider Schichtensysteme die gleichen.

Im westlichen Theile des rheinischen Gebirgskörpers waren bisheran die cambrischen Schichten des hohen Venn die ältesten zu Tage ausgehenden Gesteine. Gleichwohl hatten eine Reihe von Beobachtungen es wahrscheinlich gemacht, dass dem ganzen, durch eine ausgesprochene Gemeinschaftlichkeit in dem Schichtenbau und dem Generalstreichen ausgezeichneten Gebirgszuge, welcher das hohe Venn und die Ardennen umfasst, ein Kern von krystallinen Gesteinen als Unterlage aller späteren sedimentären Schichtensysteme nicht fehle.

Bei den z. Th. widersprechenden Ansichten über diese Annahme, erscheint es von Wichtigkeit, die bisherigen Beweise und ihre thatsächliche Tragweite eines Näheren zu erörtern.

Drei Arten von Beweisen für die Existenz krystallinischer Gesteine unter den paläozoischen Schichtensystemen wurden geltend gemacht: das Vorkommen solcher Gesteine unter den vulkanischen Auswürflingen, die Rudimente von Mineralien, die auf krystallinische Gesteine verweisen, in den

jüngeren Conglomeraten und Arkosen und endlich die Erscheinungen des Metamorphismus an gewissen Schichten des Gebirgszuges.

Die jüngeren vulkanischen Gesteine in der Eifel und am Rheine haben mancherlei Bruchstücke krystallinischer, massiger und schiefriger Gesteine zu Tage gefördert.

Keine Gegend ist mit Bezug hierauf von grösserem Interesse als der Laacher See. Die erste eingehende und zusammenfassende Beschreibung der mannigfachen Auswürflinge, besonders jener, welche von sog. Urgesteinen herrühren, hat Th. Wolf¹⁾ geliefert. Er führt von krystallinischen Urgesteinen auf: Granit, Syenit, Gneiss, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Hornblendeschiefer, Dichroitschiefer; dann alle sogenannten kontaktmetamorphischen Schiefer u. a. sedimentäre Gesteine, die für uns hier zunächst nicht von besonderer Bedeutung sind. Die schiefrigen Gesteine sind die häufigeren, die massigen Gesteine überhaupt selten.

Für einen grossen Theil der als massige oder schiefrige krystallinische Urgesteine angesprochenen Auswürflinge ist es keineswegs leicht, sich sicher von ihrer prävulkanischen Entstehung zu überzeugen. Das gilt z. B. vornehmlich von Syeniten, Hornblendegesteinen, Glimmerschiefern, gewissen syenit- und granitartigen Gesteinen und manchen anderen. Die intensive Einwirkung des Lavenmagma's, mit dem sie emporkamen, hat durch Einschmelzung und Neubildung von Mineralien die alten Bestandtheile oft bis zum Verschwinden verändert und neue an ihre Stelle gesetzt. So ist es selbst mit Hülfe der mikroskopischen Untersuchung oft recht schwer, in solchen sogenannten Urgesteinen die alte, ursprüngliche Mineralzusammensetzung wieder zu erkennen. Dadurch wird die Zahl der Auswürflinge, welche ganz unzweifelhaft als Urgesteine zu bestimmen sind, sehr beschränkt. Aber es finden sich doch solche vor.

Granite mit unzweifelhaften Charakteren werden auch von Wolf angeführt²⁾. In der ziemlich bedeutenden Samm-

1) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1867. XIX. p. 451.

2) l. c. 453.

lung von Laacher Auswürflingen, welche das mineralogische Museum der Bonner Universität enthält, findet sich eigentlich nur ein einziger, der unzweifelhaft Granit ist. Auch in der sog. Reiter'schen Sammlung, jetzt Eigenthum des Vereins für Naturkunde zu Neuwied, findet sich kein zweites Belegstück.

Dieser Granit ist ein feinkörniger Turmalingranit. Er ist mürbe und bröcklich geworden, als ob er durch die Feuereinwirkung eine Sinterung erfahren habe. Ein durch Schmelzwirkung entstandenes Glas ist aber auch mikroskopisch nicht nachzuweisen. Hier liegen unzweifelhaft nur ursprüngliche Bestandtheile im Gesteine vor. Dieselben sind: Quarz mit vielen Flüssigkeitseinschlüssen mit beweglichen Libellen, trüber, fast undurchsichtiger Orthoklas, meist etwas gelblich und röthlich gefärbt, sehr wenig Plagioklas, heller Glimmer mit grossem Winkel der optischen Axen und zonal gefärbte Leisten von rissigem Turmalin, an dem starken Dichroismus sofort erkennbar ($c = a =$ gelbgrau, $a = c =$ dunkelschwarzbraun).

Gerade dieser unzweifelhaft granitische Auswürfling ist durch die Anwesenheit des Turmalin um so mehr bemerkenswerth, als Turmalin auch an anderen Orten als Bruchstücke aus älteren Gesteinen nachgewiesen ist.

Wolf¹⁾ erwähnt auch granitische, aber an Calcit reiche Bomben im Tuff von Schweppenhausen bei Stromberg auf dem Hundsrücken. Auch diese bedürfen einer genaueren Untersuchung, ehe sie wirklich mit Granit identificirt werden können. Aber die Anwesenheit des Granit in der Tiefe ist doch durch die vorhin erörterten Auswürflinge thatsächlich erwiesen.

Ich hebe dieses um so mehr hervor, als in der That für einen Theil der sog. Auswürflinge des Laacher See's, welche man ebenfalls älteren, krystallinischen Gesteinen zurechnete, Laspeyres²⁾ gewiss Recht hatte, indem er dieselben für vulkanische Gebilde, Concretionen von Glimmer, Hornblende, Augit, Sanidin neben anderen, seltenern

1) l. c. p. 459.

2) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1866. XVIII. p. 355.

Mineralien im vulkanischen Magma selbst erklärte. Dieselbe Annahme machte er auch für die schiefrigen Auswürflinge, besonders die sog. Dichroitgneisse u. A.

Wolf, der dieser Ansicht entgegentritt, hat zwar auch schon durch seine vortrefflichen makroskopischen Untersuchungen an diesen letzteren, schiefrigen Auswürflingen die Natur derselben als ältere krystallinische Gesteine durchaus wahrscheinlich gemacht. Aber dennoch scheint er selbst erkannt zu haben, dass der Beweis nicht als ganz durchschlagend gelten kann. Er sagt¹⁾: „Würde nur an einzelnen Stellen das Urgebirge unter der Devon-Formation zu Tage treten, oder bergmännisch aufgeschlossen sein und würden dadurch Granite, Gneisse, Amphibolite und Dichroitgesteine u. s. w. als anstehend bekannt sein, so würden die Schwierigkeiten grösstentheils gehoben, welche sich jetzt darbieten, wenn es sich um Herkunft unserer fragmentarischen Auswürflinge handelt.“

Auch für die krystallinisch-schiefrigen Gesteine liegt die Hauptschwierigkeit, in ihnen wirklich die alten Urgesteine wiederzuerkennen, in dem vorhin für die massigen Gesteine angeführten Umstände, dass sie, sowie sie uns heute vorliegen, nur Gemenge sind mehr oder weniger erhaltener, ursprünglicher Mineralien und durch die Einwirkung des vulkanischen Magma's neugebildeter Mineralien, welche jene alten überwuchern. So haben eigentlich beide Meinungen Recht. Ob und inwieweit auch bei den Concretionen, die nichts mehr von Gemengtheilen alter Urgesteine erkennen lassen, doch ganz vom vulkanischen Magma aufgezehrte Einschlüsse solcher die Bildung jener einleiteten, das wird sich durch eine genaue mikroskopische Untersuchung vielleicht erweisen lassen.

Weit weniger zweifelhaft ist die Herkunft der Urthonschieferbruchstücke der sog. Knoten-Fleck-Stabschiefer und Cornubianite, die wohl kaum Jemand als vulkanische Bildungen zu beanspruchen wagt.

Mit vollem Rechte hebt also bezüglich dieser schon Rosenbusch²⁾, an Wolf's Darstellung anknüpfend hervor,

1) l. c. p. 459.

2) Die Steiger Schiefer p. 483.

dass in den Auswürflingen des Laacher See's eine ganze, höchst vollständige Schiefer-Granitkontaktzone in Fragmenten aus der räthselhaften Tiefe an die Oberfläche der Erde befördert vorliegt.

Den endgültigen Beweis, dass diese Auffassung sowohl bezüglich der krystallinischen Schiefer, als auch der Kontaktschiefer die richtige ist, liefert auch die mikroskopische Untersuchung solcher Auswürflinge. Dieselbe lehrt, dass auch für die Kontaktschiefer ein Einfluss des vulkanischen Magma's z. Th. sehr erhebliche Umänderungen und Mineralneubildungen veranlasst hat, dass aber doch die unzweifelhafte Beschaffenheit echter kontaktmetamorpher Schiefer in den meisten derselben deutlich genug erhalten blieb. Vor allem zeigt dies die regelmässige und reichliche Anwesenheit des Andalusit in den meisten hierhin zu rechnenden Schieferbruchstücken.

Die in den sogenannten Stab- und Knotenschiefern auftretenden, auch von Wolf¹⁾ erwähnten flach-linsenförmigen, hellgrauen bis weissen Flecken bestehen nicht, wie dieser Forscher annimmt, aus äusserst feinkörnigem bis dichtem Feldspath, sondern aus Andalusit oder einem diesem sehr nahe stehenden Mineral. Dass dieses Kontaktmineral nicht Feldspath sei, sondern parallel und senkrecht auslösche, hat auch schon Rosenbusch l. c. angegeben. Er erwähnt auch schon den Turmalin, der in zierlichen, stark dichroitischen Kryställchen in den Knoten vorkommt.

In den meisten Knoten- oder Fruchtschieferauswürflingen des Laacher See's tritt aber Andalusit z. Th. reichlich, mit ganz unzweifelhaften Charakteren auf und zwar sowohl mit Cordierit zusammen, als auch allein. Es erscheint merkwürdig, dass sowohl Andalusit als auch Turmalin von Wolf nicht aufgefunden wurden. Ein Theil (vielleicht alle) der stabförmigen Kryställchen von weisser oder röthlicher Färbung, die in den Schieferauswürflingen sich finden, die man früher für Disthen gehalten hat, gehört unzweifelhaft zum Andalusit. Ebenso müssen zu diesem und theilweise zum Sillimannit gerechnet werden

1) l. c. p. 484.

die feinstengligen, oft garbenförmig verbreiteten oder wie Strahlen von einem Mittelpunkte nach allen Seiten ausschliessenden Büschel, welche vom Rath für Diopsid hielt, wie Wolf¹⁾ anführt.

Sonach ergibt die mikroskopische Untersuchung die vollkommene Uebereinstimmung der Schieferfragmente mit den Granit-Contactgesteinen.

Durch die Einwirkung des vulkanischen Magma's sind als neugebildete Mineralien in den meisten dieser schieferigen Auswürflinge vorhanden: Feldspath (Sanidin und Plagioklas), Augit, Hornblende, dunkler Glimmer, Magneteisen, Spinell, auch neugebildeter Cordierit neben altem Cordierit u. A. Dadurch kann ihre eigentliche Beschaffenheit mehr oder weniger verdeckt werden und so konnte auch wohl Hussak²⁾, bei der Untersuchung eines vereinzelt cordierithaltigen Auswürflings auf's Neue wieder zu Zweifeln an der älteren, vorvulkanischen Entstehung angeregt werden. Von um so grösserer Wichtigkeit ist die Anwesenheit des Andalusit als ausschliesslich und unzweifelhaft älteres Mineral³⁾.

Es kann der Ausspruch Rosenbusch's somit zu Recht bestehen bleiben, es documentirt sich in den Schieferauswürflingen wirklich eine in der Tiefe liegende Schiefer-Granitkontaktzone und hierdurch wird auch die Existenz des Granites selbst wiederum erwiesen.

In den Trachyten und Basalten des Siebengebirges kommen ebenfalls Bruchstücke vor, welche man auf krystallinische Urgesteine bezogen hat.

Sehr richtig hebt schon v. Dechen⁴⁾ einige Bedenken

1) l. c. 474.

2) Ueber den Cordierit in vulk. Auswürflingen. Sitzungsber. d. Akad. Wiss. Wien 1883. April.

3) Eine ausführliche mikroskopische Untersuchung der aus krystallinischen Schiefen herrührenden Auswürflinge des Laacher See's ist im mineralog. Institut von Herrn C. Dittmar ausgeführt worden. Aeussere Umstände haben den Verfasser bisher verhindert, die Arbeit zu vollenden und zur Publikation zu bringen, was aber nun baldigst zu erwarten ist.

4) Führer in das Siebengeb. Bonn 1861. p. 118 u. 157.

gegen die Deutung mancher dieser Einschlüsse im Trachyt hervor. Ich selbst sah nie einen Einschluss, der unzweifelhaft als ein Granit oder Gneiss sich schon äusserlich zu erkennen gegeben hätte. Einschlüsse von Orthoklasbruchstücken im Basalt zeigen z. B. unter dem Mikroskope Quarz und Plagioklas interponirt und sind daher wahrscheinlich auf granitische Gesteine zurückzuführen. Auch Gesteinsbruchstücke aus dem Basalt der Goldkiste bei Honnef und des Minderbergs bei Linz erinnern durchaus an ein granitisches Gestein. Aber so ganz unzweifelhaft sind auch diese nicht. Am sichersten dokumentirt sich die Existenz des Granites auch hier nur indirekt durch die kontaktmetamorphen Schieferbruchstücke, die gar nicht so selten in dem Trachyt der Perlenhardt im Siebengebirge, der bekannten Fundstätte der schönen Tridymite, gefunden werden.

H. Pohlig¹⁾ hat die vorkommenden Chistolithschiefer, Knotenglimmerschiefer und Andalusithornfelse beschrieben und freilich dieselben unbegreiflicher Weise für devonische Schieferbruchstücke erklärt, die dem Einflusse des Trachyt erst ihre mineralogische und strukturelle Umwandlung verdanken. Hätte Pohlig auch nur einen der Laacher Auswürflinge zum Vergleiche studiert, so würde er die alte Kontaktbildung von der neuen Einwirkung des eruptiven Magma's zu unterscheiden gelernt haben. Die mir bekannt gewordenen Einschlüsse dieser Art aus dem Trachyt der Perlenhardt sind so unzweifelhaft alte Chistolithschiefer und zeigen so wenig Spuren einer erneuten Einschmelzung durch das trachytische Magma, dass an eine erst durch dieses erfolgte Metamorphosirung gar nicht zu denken ist²⁾.

Diese Schieferbruchstücke sind also unzweifelhaft als solche aus der Tiefe mit heraufgebracht worden und liefern den Beweis, dass die unter dem rheinischen Schiefergebirge vorhandene Schiefer-Granitkontaktzone auch auf der rechten Rheinseite sich fortsetzt.

1) Tschermak's Mittheilungen. 1881. p. 336.

2) Vergl. auch das Referat Rosenbusch's über die Arbeit Pohlig's im N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 387.

Im Westen des Gebirgszuges fehlen nun die jüngeren Eruptivgesteine, welche die Beweisstücke des Granitkernes an die Oberfläche hätten bringen können, aber dennoch auch hier nicht die Beobachtungen, welche zu derselben Schlussfolgerung führen.

Das Vorkommen von Feldspath, Turmalin und hellem Glimmer in den Conglomeraten und Arkosen ist fast übereinstimmend so gedeutet, dass man darin Reste zerstörter granitischer Gesteine sieht. Für die als unterstes Glied der devonischen Formation erscheinende Zone der Conglomerate von Fepin und die Arkose von Haybes sind die darin vorkommenden Mineralien: der grösstentheils freilich kaolinisirte Feldspath und Rudimente von Turmalinprismen unzweifelhaft als klastische allogene Elemente anzusehen. Bezüglich des Glimmers ist auch die Möglichkeit einer autigenen, späteren Entstehung nicht ausgeschlossen¹⁾.

Gosselet schreibt die Bildung der Arkose von Fepin der Zerstörung turmalinführender Pegmatite zu.

Renard²⁾, der auch schon bei der Gelegenheit der Untersuchung des turmalinführenden Gesteines von Bousale auf diese Beweise für die Existenz des Granites in der Nachbarschaft der Ardennen aufmerksam gemacht hatte, führt auch aus dem Conglomerate von Ombret Geschiebe turmalinführender Gesteine an, die sich dem sog. Luxulian im Aussehen nähern, jenem porphyrartigen Turmalingranit aus dem Kirchspiel Luxulion bei Lostwiethiel in Cornwall. Auch diese Fragmente deuten nach Renard unzweifelhaft an, dass granitische Gesteine in dem devonischen Becken der belgisch-französischen Ardennen anstehend vorhanden waren, ehe die devonischen Schichten sich darin absetzten.

Barrois³⁾, der den Turmalin in sehr weiter Verbreitung nachzuweisen vermochte, hält diesen sowie auch den Glimmer für Produkte des Metamorphismus. Aber die Herleitung der klastischen Feldspathelemente jener Arkosen

1) Bull. Soc. géol. de France 3. Ser. XI. p. 670.

2) l. c. p. 670.

3) l. c. p. 671.

aus granitischen Gesteinen erscheint doch auch ihm unerlässlich. Ich selbst fand den Turmalin auch in den nachher noch zu erwähnenden klastischen Porphyroiden des hohen Venn als unzweifelhafte Krystallrudimente. Ebenso findet er sich in den Sanden auf den Höhen des Vorgebirges am Rhein zwischen Brühl und Bonn. Gisevius¹⁾ wies denselben in einem glimmerhaltigen Sande von Lüftelberg zugleich mit Rutil, Epidot, Granat und Titanit nach.

Mit Rücksicht auf die Verbreitung des Turmalin als klastischer Bestandtheil darf es wohl noch als bedeutsam hervorgehoben werden, dass das im vorhergehenden beschriebene einzige echte Granitbruchstück unter den Auswürflingen des Laacher See's im mineralogischen Museum der Bonner Universität gerade ein Turmalingranit ist.

Auch die zweite Beweisreihe bringt also die Anwesenheit des Granit in der Tiefe des rheinischen Gebirgszuges zur Evidenz.

Die dritte Reihe von Beweisen für das Vorhandensein des Granit basirt auf den Erscheinungen des Metamorphismus an verschiedenen Stellen und Gesteinen besonders im westlichen Theile des Gebirges.

Die metamorphischen Anzeichen an den Gesteinen (Bildungen von Ottrelit, Granat, Amphibol u. a.) folgen einer Zone, welche von der deutsch-belgischen Grenze bei St. Vith über die Gegend von Houfalize-Bastogne, Remagne, Paliseul bis an die Maas sich erstreckt, devonische und silurische Schichten in gleicher Weise umfassend.

Neuerdings wieder hat Gosselot²⁾ auf diese Zone hingewiesen und dieselbe mit einer gleichmässig verlaufenden Gebirgsstörung, der Faille de Remagne, in Verbindung gebracht. Zur Erklärung des Metamorphismus dieser Zone hatte schon Dumont den Einfluss unterliegender Eruptivgesteine angenommen und auch Barrois³⁾ schliesst

1) Beiträge zur Bestimmung des spec. Gew. v. Mineralien etc. Inaug.-Dissert. Bonn. gedruckt Berlin 1883. p. 64.

2) Sur la faille de Remagne et sur le metamorphisme qu'elle a produit. Annal. Soc. géol. du Nord. 1884. XI. p. 176.

3) Soc. géol. de France. 3. Ser. XI. 654 u. 667.

sich dieser Annahme an, indem er nicht nur den gewöhnlichen Kontaktmetamorphismus, sondern auch nach dem Vorgange Lehmann's die direkte Injektion der Schichten mit granitischem Magma als Ursache ihrer abweichenden mineralogischen Beschaffenheit ansieht.

Renard und Gossélet aber führen l. c. die Erscheinungen der Metamorphose auf die mechanischen Ursachen zurück, welche mit den Dislokationen und dem Gebirgsschube zusammenhängen und bezeichnen dieselben als „Metamorphisme par friction“. Dieser Ausdruck scheint nicht gerade glücklich gewählt, da die Reibung hierbei doch gewiss nicht als das eigentlich wirksame gedacht werden kann, sondern nur die Pressung. Da wo Bruch, Gleitung, Reibung und Verwerfung eintritt, ist eben auch die mechanische Pressung am bedeutendsten gewesen. In diesem Sinne habe ich selbst für einige der metamorphischen Gesteine der Ardennen ihre Entstehung durch mechanische Umformung, verbunden mit gleichzeitiger mineralischer Umbildung nachzuweisen versucht¹⁾. Ich vermag nirgendwo die Zeichen einer eigentlichen Kontaktmetamorphose zu erkennen und glaube, dass aus den hier vorliegenden Erscheinungen allein freilich ein Schluss auf das Vorhandensein des Granit nicht wohl gerechtfertigt ist.

Jedenfalls stehen sich hier die Hypothesen noch gegenüber. Auch vielen anderen Geologen erscheint die Anwesenheit des Granit als Centrum der metamorphischen Wirkungen, trotz der anderen unzweideutigen Beweise für dieselbe, doch sehr zweifelhaft, so dass Gossélet in der angeführten jüngst erschienenen Abhandlung²⁾ noch sagen konnte: „J'aime mieux admettre la formation possible du métamorphisme par friction, que de supposer sous l'Ardenne une masse granitique inconnue“.

Und doch ist der Granit, dessen Anwesenheit man schon früher zu erweisen vermochte und den

1) Verh. des naturhist. Vereins für Rheinl. u. Westf. 1883. Corresp.-Blatt u. Sitzber. d. niederrhein. Ges. f. Nat.- u. Heilkunde 1884. August.

2) l. c. p. 188.

man also längst mit Recht voraussetzte, den man aber immer wieder bestritten hat, thatsächlich vorhanden.

Er liegt, und das ist das überraschende, nicht einmal in sehr grosser Tiefe, sondern steigt im Gegentheile aufwärts bis zur höchsten Erhebung des Plateau's im hohen Venn. Nur die Bedeckung mit Moor und Gerölle hat ihn bisheran den Blicken entzogen. Er bildet ganz wie die Granitmassive anderer Faltungsgebirge den Kern der ältesten Schichten dieses Plateau's, die Axe der grössten Aufwölbung. Jetzt tritt er hier auch zu Tage.

Die neue Bahnlinie, welche von Rothe Erde bei Aachen nach Montjoie und St. Vith führen und dann weiter südlich an die Belgisch-Luxemburger Bahn anschliessen soll, hat ihn in ihrem Culminationspunkte bei Lamersdorf im Kreise Montjoie durchfahren.

Die Bahnlinie hat von Rothe Erde über Cornelymünster, Schmitthoff nach Raeren die ganze Folge der regelmässig von SW nach NO streichenden Züge der devon-carbonischen Schichtensysteme überschritten: den Kohlenkalkzug von Eilendorf und die Mulde des Steinkohlengebirges von Eschweiler, den südlichen Flügel des Kohlenkalkes, der von Gemeret bei Eupen bis Cornelymünster sich erstreckt und sich etwas nordöstlich von hier in eine Mulde und einen Sattel spaltet, weiter den Zug des Oberdevon, der von Eupen bis nach Jüngersdorf bei Langerwehe sich an den Kohlenkalk anschliesst und endlich das schmale Band des zum oberen Mitteldevon gehörigen Eifelkalksteines, ebenfalls von der belgischen Grenze bei Eupen über Wehnau bis Jüngersdorf sich hinziehend. Diesen überquert die Bahnlinie gerade bei Schmitthoff. Bei Raeren erreicht sie dann das Gebiet des Unterdevon, die Zone der Conglomerate und zwar zuerst den oberen Theil dieser Zone, die Vichter Schichten (Kayser¹), aequivalent dem Conglomerate von Burnot in den Ardenen (Gosselet²) und dann die untere Zone der Conglo-

1) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1871. XXIII. p. 289.

2) Esquisse géol. du Nord de la France. Lille 1880. I. p. 75.

merate, aequivalent dem Conglomerate von Fepin in den Ardennen und den Sandsteinen von Weismes am südlichen Rande des cambrischen Gebirgskernes. Wo die Bahnlinie in diese Zonen des Unterdevon eintritt, zwischen Schmitthoff und Raeren beginnen auch die grossen Serpentinien, durch welche sie den hier aushebenden Steilabfall des hohen Venn zu überwinden hat.

Der Bahnhof Raeren steht auf Schichten der oberen Conglomeratzone. In einer grossen, nach SW ausbiegenden Curve umgeht nun die Bahn den ersten Rücken, an dessen nordwestlichem Abhange der Bahnhof Raeren dicht neben der Strasse nach Rötgen gelegen ist. Auf dieser ganzen Strecke hat sie nur ganz unerhebliche Aufschlüsse des Terrains geliefert. Gerade im Scheitel der Curve, dort wo dieselbe wieder nach NO umbiegt, sind z. Th. arkoseähnliche Conglomeratschichten von gelblicher und röthlicher Farbe zu sehen, mit ebenso gefärbten Schiefen, ziemlich steil unter ca. 50° nach N einfallend. Diese scheinen den Conglomeratbänken zu entsprechen, die weiter nordöstlich bei Schmitthof und südwestlich bei Schönfeld nahe Eupen auch schon von von Dechen¹⁾ angegeben wurden und dürften sonach zu den Vichter Schichten gehören.

Die Bahn überschreitet in ihrem nordöstlichen Verlaufe nahe dem zum Falkenbach hinabführenden Wasserlaufe wiederum die Strasse von Raeren nach Rötgen und umgeht dann in einer nordostwärts umbiegenden Curve den Rücken, auf welchem das Jagdschlösschen Münsterbildchen liegt. Auch auf dieser Strecke treten hin und wieder Conglomerat- und Schieferschichten zu Tage. Die nur sparsam sichtbaren Schichtenköpfe deuten alle ein übereinstimmendes steiles Einfallen nach N und NW an.

Gerade abwärts von Münsterbildchen tritt die Bahn in die cambrischen Schichten über. An Stelle der gelblichen und röthlichen Conglomerate und Schiefer erscheinen

1) Ueber die Conglomerate von Fepin und Burnot in der Umgebung des Silur vom hohen Venn. Verh. d. naturhist. Vereins f. Rheinl. u. Westf. 1874. XXXI. p. 90 ff. u. über die Silurformation in Belgien. Sitzber. d. niederrhein. Ges. ebendas. p. 40 ff.

jetzt schwarze und graue Quarzite, reichlich durchschwärmt von weissen Quarzadern und dadurch stellenweise fast breccienartig erscheinend.

Auch an der Strasse von Raeren nach Rötgen finden sich schon auf den oberen Abhängen nach Raeren zu und oben auf dem Plateau, nahe der Vereinigung der Strasse von Eupen mit jener, zahlreiche Bruchstücke und Blöcke der schwarzen, mit weissen Quarzadern durchzogenen Quarzite, welche dem Cambrium angehören müssen.

Wie das auch mit den Beobachtungen von Dechen's übereinstimmt, muss also die Grenze der devonischen Conglomerate gegen das Silur in SW—NO Richtung über den Rücken von Münsterbildchen verlaufen.

Unmittelbar nördlich gegenüber dem neuen Bahnhofe von Rötgen am südlichen Abhange dieses Rückens gegen die Thalmulde von Rötgen sind die dunkeln, fast schwarzen Quarzite auch in einem kleinen Aufschlusse mit steilem Einfallen nach NW zu sehen. Die Bahn geht auf einem hohen Damme im Bogen südwestlich um die Häuser von Rötgen herum, dicht an die hier nach SW umbiegende Weser herantretend. In mehreren schwachen Curven im Allgemeinen in nordöstlicher und dann östlicher Richtung ersteigt sie das Plateau. Auch hier hat sie keine grösseren Aufschlüsse geschaffen, sondern liegt überall auf der Oberfläche auf. Da, wo sie Schichtenköpfe getroffen hat, sind dieses ohne Ausnahme grauschwarze Quarzite (Wacken) und schwarze bröckliche Schiefer, stets mit steilem nordwärts gerichtetem Einfallen.

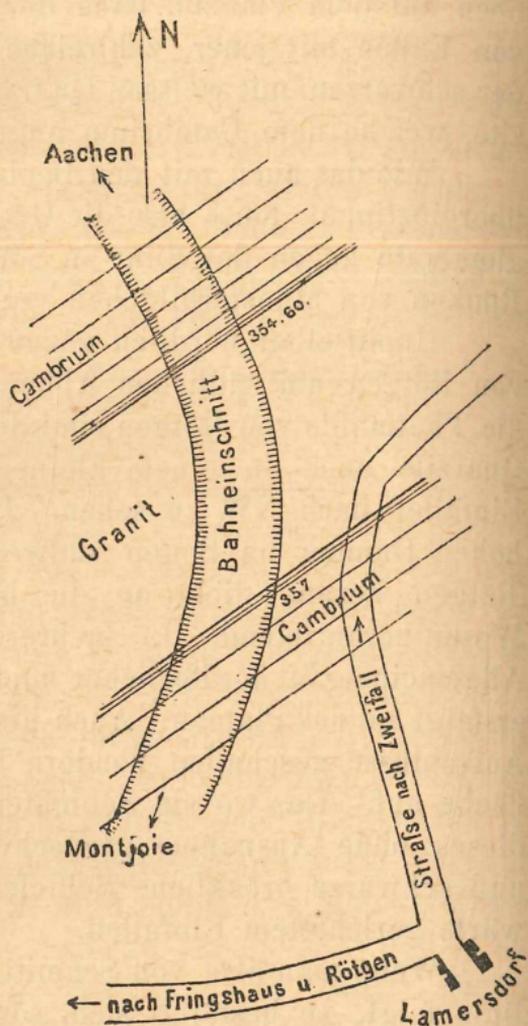
Wenn man also von Schmitthoff bis hierhin der Bahnlinie folgt, so bestätigt sich, soweit das aus den wenigen brauchbaren Aufschlüssen gefolgert werden kann, durchaus die Ansicht von Dechen's, dass die Schichten des Silur und des Devon vollkommen concordant auf einander folgen.

Gerade ehe die Bahn den Rücken des Plateau's, auf welchem Lamersdorf gelegen ist, erreicht, bildet sie in diesem einen 840 m langen, an seiner tiefsten Stelle (ungefähr 450 m vom Anfange entfernt) 8,7 m tiefen, in einer Curve von 350 m Radius verlaufenden Ein-

schnitt¹⁾. Jenseits desselben wird der Bahnhof Lamersdorf gelegen sein. Die Figur 1 gibt einen Situationsplan des Einschnittes.

Im ganzen mittleren Theile dieses Einschnittes ist der Granit durchfahren.

Als ich den Einschnitt zum ersten Male im Anfang des Septembers 1884 besuchte, war derselbe etwa zur Hälfte seiner Tiefe gelangt und zeigte in seiner ganzen Länge kaum festes Gestein, sondern nur verschiedenfarbige Thone. Damals schon war es sehr auffallend, dass nach beiden Seiten zu blaugraue dunkle Thone (Fig. 2, b) lagen, während in der Mitte heller, z. Th. ganz weisser, z. Th. auch eisenschüssiger und schmutziggrauer Thon (Fig. 2, a, b, a) aufgeschlossen war. Die Farbe der weissen Thone, vor allem aber die nach der Tiefe derselben sichtbar werdende körnige Struktur, die Struktur des Gesteines, die trotz der Zersetzung erhalten blieb, liessen unzweifelhaft auf ein krystallinisches Gestein schliessen. Im Verlaufe der Vertiefung des Einschnittes wurden auch bald die



Figur 1.

1) Der Anfang des Einschnittes liegt bei Baustation 351 + 80 (d. i. 35 km 180 m von Rothe Erde), das Ende bei 360 + 20. Die späteren, endgültigen Betriebsstationen erleiden jedoch möglicherweise eine Verschiebung gegen die Baustationen.

Figur 2.



Maasstab in der Horizontalen 1 : 2500, Verhältniss der Horizontalen zur Verticalen 1 : 8.

festen Gesteine unter dem Thone erreicht und bestätigten diese Vermuthung. Schon bei einem zweiten Besuche konnte ich die Anwesenheit einer mächtigen Granitmasse constatiren. Ein dritter Besuch gegen Ende Oktober ermöglichte es, über Ausdehnung, Grenzen und Lagerungsverhältnisse des Granit die nöthige Sicherheit zu gewinnen.

Bei diesen Besuchen hatte ich mich der gütigen Führung der Herrn Oberförster Sebaldt und Regierungsbaumeister Holverscheit zu erfreuen, welchem ich auch Mittheilungen über den Verlauf der Arbeiten und der dadurch erlangten Aufschlüsse verdanke.

Beiden Herrn sei auch an dieser Stelle hierfür mein bester Dank gesagt.

Figur 2 stellt das Profil des mittleren Theiles des Einschnittes dar. Zur Erläuterung mag noch hinzugefügt werden, dass die beiden äusseren Theile des Einschnittes in dem Profile nicht dargestellt sind, sondern nur die Mitte ungefähr von Signal 353 bis 358.

Der Granit hebt unter beiderseitig ihn bedeckenden Schichten des Cambrium wie eine Kuppe hervor. Wenn nicht die oberen Theile vollkommen in weissen Thon umgewandelt

und mit einer moorigen Humusschicht überdeckt wären (Fig. 2cc), so müsste er zu Tage ausgehen.

Die nördliche Grenze des Granit gegen das Cambrium ist bei Baustation 354 + 60 gelegen, seine südliche Grenze bei 357. Beide Grenzen sind vollkommen scharf und deutlich zu verfolgen. Die ganze Länge, in der er anstehend von der Sohle des Einschnittes durchfahren ist, beträgt also gerade 240 Meter. Nach seiner Mitte zu hebt das noch feste frischere Gestein im allgemeinen über das Planum des Einschnittes sich empor. Die Stelle, wo der Granit am höchsten aufragt (immer nur einigermaßen festes Gestein gemeint), liegt etwa bei Station 355, hier 6 m über dem Planum. Freilich ist er auch hier in den ganzen oberen Theilen eine bröckliche, schon unter dem Druck der Hand zu Grus zerfallende Masse.

Im ganzen mittleren Theile, besonders bei Station 355 + 60 zeigt sich eine deutliche Absonderung in dünneren und dickeren Bänken, die mächtigsten ca. 15—30 cm stark. Dieselben liegen schichtenähnlich und sattelförmig übereinander, verlaufen der Oberfläche des Plateaurückens conform. Das ist ganz übereinstimmend mit der ebenfalls fast schichtenartigen Absonderung, wie sie die flachen Granitkuppen in der Ebene von Breslau bei Strehlen und bei Striegau aufweisen. Nach beiden Seiten von der Mitte aus, wo durch Einsinken der noch festeren Theile des Gesteines im Niveau des Planums nur noch bröckliche Gesteinsmasse liegt, ist diese Struktur nicht mehr wahrzunehmen. Trotz der schichtenähnlichen Absonderung tritt der durchaus massige Charakter des Gesteins unzweifelhaft hervor. Ihn zeigen schon die grösseren Blöcke, welche aus dem centralen Theile gewonnen und zur Aufschüttung des Dammes bei Rötgen, sowie zur Bettung des Schwellenlagers verwendet wurden.

Nach N, also nach Rötgen zu, sinkt der Granit mit einem steilen Abfall unter hellgefärbte Quarzitbänke unter, welche fast genau nach NO streichen und mit ca. 60° nach NW einfallen. Am Kontakte mit dem Granit zeigen die Quarzitlagen eine auffallende Stauchung und Faltung. Jedoch blieb der Aufschluss an dieser Stelle zu undeutlich,

um den Verlauf der Erscheinung genauer zu verfolgen. So viel aber zeigte sich, dass die Quarzitbänke nicht über den Granit hinausgreifen, sondern mit der angegebenen Neigung neben demselben zu Tage steigen.

Am Contact ist der Quarzit stark eisenschüssig und daher braunrothgefärbt. Nur auf eine Entfernung von wenigen Zoll vom Granit aus erscheint zwischen den Quarzkörnern ein weisses, kaolinartiges Produkt, dem zersetzten Granit selbst gleichend. Hierdurch gewinnt es den Anschein, als ob, freilich nur dicht am Contact eine Vermischung des Quarzit mit granitischem Gesteinsmaterial stattgefunden habe. Andere Anzeichen einer Contactwirkung waren nicht wahrzunehmen. Die Grenze zwischen Granit und Quarzit ist scharf und deutlich.

Weiter nach N folgen auf den nicht sehr mächtigen hell gefärbten Quarziten, in denen Zwischenlagen derben Quarzes auftreten und welche viele, besonders auf den Schichtfugen angehäuften Krystalle von Pyrit ($\infty 0 \infty$) enthalten, schwarzblaue und graue Schieferlagen und daraus hervorgehende fette, blaugraue Letten und mächtige Bänke von ebenfalls dunkelfarbigem Quarziten oder Wacken, mit zahlreichen Quarzadern durchzogen, ganz denen gleichend, die vorhin auf der Strecke bei Rötgen schon erwähnt wurden. In diesen treten noch mehrere dünnplattige, bröckelige Schieferlagen auf. Dieselben Gesteine setzen bis zum Nordende des Einschnittes fort, alle genau das gleiche Einfallen und Streichen zeigend.

An der südlichen Grenze des Granit (nach Lamersdorf zu) ist derselbe von ganz gleichen hellgefärbten Quarzitbänken unmittelbar überdeckt, wie an der Nordgrenze. Aber dieselben zeigen ein sehr viel flacheres und entgegengesetzt gerichtetes Einfallen von ca. 35° nach SO, bei gleichem Streichen. Hierdurch verläuft an dieser Seite der Granit ganz flach und sehr allmählich unter die Schichten des Quarzit und in den thonigen oberen Theilen ist die Grenze nur schwer zu verfolgen. Aber auch da, wo er ganz verwittert und zu mürbem, knetbarem Thone geworden ist, lässt er sich in der körnigen Struktur des weissen Thones immer gut wiedererkennen. Am west-

lichen Stosse des Einschnittes war hier zwischen dem Granit und einer ca. 40 cm starken Bank von derbem grauweissem, auf den Fugen rostfarbenem Quarz, also gerade am Contact eine dünne, nur 4—5 cm mächtige Lage eines hellgelblichgefärbten schiefrigen Zwischenmittels wahrzunehmen. Dasselbe zeigte eine arkoseähnliche Beschaffenheit. Die schiefrige Struktur ist bedingt durch Blättchen eines silberglänzenden, weichen glimmerähnlichen Minerals, zwischen welchem matt weisse, pulvrige Körner von Kaolin und Quarzkörner hervortreten. Die ganze Masse ist weich und zerreiblich. Ob hier durch Pressung geschieferter Granit oder von granitischer Substanz durchdrungener Quarzit vorliegt, ist nicht zu entscheiden. Die Beschaffenheit der überliegenden derben Quarzbank macht die erstere Annahme wahrscheinlicher. Eine eigentliche Contactwirkung ist dann auf dieser Seite des Granites auch nicht vorhanden.

Weiter nach S folgen im Einschnitte dieselben dunklen Schiefer und daraus hervorgehenden blauschwarzen Letten in mächtigen Bänken von grauem Quarzit mit vielen weissen Quarzadern eingeschaltet, wie sie auch im nördlichen Theile auftreten. Alle Schichten sind reich an Pyrit.

Die beiderseitigen nach NW und SO einfallenden Schichten über dem Granit entsprechen sich demnach so vollkommen, dass man nicht zweifeln kann, dass hier die Schichten des Cambrium einen Sattel bilden, als dessen Kern der Granit erscheint. Das entgegengesetzte Einfallen der cambrischen Schichten, wenig weiter nach SW zu hatte übrigens auch schon von Dechen¹⁾ beobachtet. An dem Rande des Plateau's bei Mützenich, Luzersief, Lauscheid und Staffenbüsch stehen nach diesem graue und blauschwarze Schiefer mit grauem feinkörnigem Sandstein, sandigem Schiefer und Quarzit in einzelnen Bänken abwechselnd an, welche mit 35—55° nach SO einfallen. Aber weiter nach N an der Eupener Strasse fallen die Schichten mit 55° nach NO ein. Eine sattelförmige Schichtenstellung, wie sie so ausgezeichnet im Lamersdorfer Einschnitte zu beobach-

1) l. c. p. 52.

ten ist, vermochte freilich aus diesen kümmerlichen Aufschlüssen von Dechen nicht herzuleiten.

Wenn man noch an die erhebende Wirkung, an die Aktivität des Granit glauben könnte, so wäre wohl das Profil des Einschnittes als Beleg dafür vollkommen geeignet; denn von dem etwas ungleichen Einfallen abgesehen erscheinen die Schichten nördlich und südlich vom Granit symmetrisch.

Auf die Bedeutung dieser Thatsache komme ich am Schlusse noch zurück. Hier genügt es, aus den Lagerungsverhältnissen der cambrischen Schichten constatirt zu haben, dass der Granit als Kern derselben auch in dem Sinne erscheint, dass er in der Axe der Antiklinale gelegen ist, welche den Sattel des hohen Venn bildet.

Am östlichen Stosse des Einschnittes erscheint der Granit immer etwas höher über dem Planum der Bahn, als am westlichen, daraus wäre zu folgern, dass die Sattellinie in nordöstlicher Richtung aushebt.

In der ganzen Erstreckung, in der er von der Bahnlinie durchfahren ist, zeigt der Granit eine vollkommen gleiche petrographische Beschaffenheit. Weder nach den Grenzen zu, noch in der Mitte ist auch nur die kleinste Differenz zu erkennen.

Freilich hat der Einschnitt vollkommen frischen Granit nicht erreicht; auch der recht feste und frisch aussehende Granit aus dem mittleren Theile des Einschnittes ist, wie die mikroskopische und chemische Untersuchung zeigt, schon stark verändert.

Mit den angrenzenden Schichten gemeinsam ist auch dem Granit die Durchdringung mit Pyrit, welcher auf allen Fugen und in einzelnen Körnern auch im Inneren des Gesteines selbst, immer von frisch glänzender Beschaffenheit wahrzunehmen ist. Wo der Granit zu weissem Thon verwittert ist, erscheint der Pyrit als schwarze Punkte und Flecken in demselben.

Der Granit ist ein sehr gleichmässig feinkörniges, kompaktes und von Hohlräumen freies Gestein von im Ganzen lichtgrauer Farbe. Der Zusammensetzung nach ist er schon makroskopisch als ein quarz- und glimmer-

armer Biotitgranit, ein echter Granit zu bestimmen. In der feinkörnigen Beschaffenheit nähert er sich den sächsischen Apliten.

Der Feldspath ist von weisser oder gelblicher Farbe; er erscheint vielfach mit regelmässig rechteckigen Querschnitten, die jedoch nie grösser sind wie 3—4 mm. Bei der meist matten Beschaffenheit ist makroskopisch Orthoklas und Plagioklas nicht zu unterscheiden. Der Quarz in ebenso grossen unregelmässigen Körnern von licht rauchgrauer Farbe macht nach einer approximativen Schätzung nur etwa den vierten Theil des Gesteines aus. Die sehr kleinen Glimmerblättchen zeigen nur selten noch eine braune Farbe und bronzeartigen Glanz; meist sind sie durch Umwandlung zu Chlorit schmutzig graugrün oder schwärzlichgrün geworden. Auch in den frischesten Stücken ist die beginnende Kaolinisirung des Feldspathes zu erkennen.

Unter dem Mikroskope lassen sich in Dünnschliffen des Granit folgende Gemengtheile nachweisen: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Glimmer, Chlorit, Epidot, Magnetit, Rutil, Zersetzungsprodukte der Feldspathe, Talk, Pyrit.

Orthoklas ist der weitaus überwiegende Bestandtheil. Die Mehrzahl seiner Querschnitte zeigt gradlinige Conturen, viele eine regelmässig rechteckige Gestalt. Diese lassen unter gekreuzten Nicols die parallele und senkrechte Orientirung und den gänzlichen Mangel an polysynthetischer Zwillingsstreifung unzweifelhaft erkennen. Die meisten sind einfache Krystalle, jedoch kommen auch Carlsbader Zwillinge vor. Die Querschnitte zeigen durchweg eine trübe, nur wenig durchsichtige Beschaffenheit, bedingt durch bräunlich - graue wolkig zusammengehäufte Interpositionen, die Folge der sehr vorgeschrittenen Zersetzung. Diese hat vornehmlich in den centralen Theilen der Krystallquerschnitte begonnen. Viele Querschnitte besitzen noch einen ganz klaren, lebhaft und einheitlich polarisirenden Rand, während der Kern vollkommen trübe ist und nur Aggregatpolarisation gibt. Die Zersetzungsprodukte sind dreierlei Art: Kleine leistenförmige oder rund-

liche, vollkommen farblose, aber sehr lebhaft chromatisch polarisirende Blättchen eines glimmerartigen Minerals, ebenfalls farblose, unbestimmt conturirte Körner einer nur sehr schwach doppeltbrechenden und nur schwach polarisirenden Substanz, die ich dem eigentlichen Kaolin zurechne und endlich schmutzig braungraue sehr feinkörnige Haufen, die nicht näher bestimmbar sind. Die kleinen Glimmerblättchen sind oft deutlich reihenweise den beiden Hauptspaltungsrichtungen des Feldspathes und daher auch parallel den rektangulären Conturen der Querschnitte angeordnet. Ueberall zwischen den Zersetzungsprodukten tritt aber auch noch unveränderte Feldspathsubstanz hervor, deren einheitliche Polarisation dieselbe unter gekreuzten Nikols ganz besonders deutlich werden lässt.

Plagioklas ist keineswegs reichlich vorhanden, aber an der trotz der Zersetzung unter gekreuzten Nicols deutlich sichtbaren triklinen Zwillingsstreifung hie und da unzweifelhaft zu bestimmen. Die Erscheinungen der Zersetzung sind nicht so wesentlich von denen am Orthoklas verschieden, dass dadurch eine Unterscheidung der Feldspathe möglich würde, wenn auch einzelne Plagioklasquerschnitte etwas stärker durch Zersetzung getrübt erscheinen.

Der Quarz tritt nur in ganz unregelmässig conturirten Körnern auf, welche die Zwischenräume zwischen den Feldspathquerschnitten erfüllen. Er ist vollkommen klar, die einzelnen Körner zeigen stets einheitliche und regelmässige Polarisation. Sie sind reich an sehr kleinen Flüssigkeitseinschlüssen, z. Th. mit lebhaft beweglichen Libellen. Als Einschlüsse im Quarz finden sich Plagioklasleistchen und Glimmerblättchen. Er ist daher von den vier wesentlichen Bestandtheilen der zuletzt fest gewordene.

Der Glimmer zeigt bei frischer Beschaffenheit, die aber nur an wenigen Blättchen noch vorhanden ist, eine lichtbraune Farbe. Basische Blättchen geben ein einaxiges Interferenzbild. Er muss daher wohl als Biotit angesehen werden. Schnitte parallel der Verticalaxe zeigen deutlichen, aber nicht sehr starken Dichroismus. Die parallel zur Basis schwingenden Strahlen (c) sind lichtbraun gefärbt, die parallel zur Verticalaxe schwingenden (a) fast

farblos. Viele Glimmerblättchen zeigen eine vollkommene Bleichung, die meisten ausserdem Uebergänge in grünen Chlorit. Ihr Dichroismus ist dann $c = \text{grasgrün}$, $a = \text{gelblich}$. In Verticalschnitten wechseln grüne Lagen mit noch lichtbraunen ab, oder die braunen Blättchen zeigen nach aussen die grüne Färbung. Damit ändern sich auch die Polarisationsfarben und verlieren ihre Lebhaftigkeit, besonders eine tiefblaue Farbe wird auffallend.

Mit der Zersetzung des Biotit hängt die Bildung von Epidot und Magnetit zusammen. Beide erscheinen fast nur in unmittelbarer Nachbarschaft des Glimmers oder in demselben. Epidot bildet entweder radialstrahlige aus feinen spindelförmigen Nadeln bestehende Büschel (in basischen Schnitten des Glimmers sichtbar) oder erscheint als zwischen den Spaltfugen liegende leistenförmige, oft geradlinig conturirte Stengel oder unregelmässige Haufwerke von Körnern. Einzelne rhombische oder abgerundet mandelförmige Körnchen sind ebenfalls vorhanden. Die Streckung der Epidotleisten zwischen den Glimmerfugen ist immer orthodiagonal, daher löschen diese Leisten stets mit dem Glimmer selbst parallel und senkrecht zu dessen Spaltfugen aus. Der Epidot ist vollkommen farblos oder nur schwach bräunlich gefärbt, dann aber auch deutlich pleochroitisch. Ihre überaus lebhafte Polarisation mit den charakteristischen grünen und rothen Farben unterscheidet die Epidotkörner von Titanit, der gänzliche Mangel an Querrissen in den gestreckten Leisten ausserdem vom Zoisit; an beide Mineralien hätte man bei der farblosen Beschaffenheit sonst zunächst denken können. In den Feldspathquerschnitten und nicht in der unmittelbaren Nähe von Glimmer findet sich der Epidot nur ganz vereinzelt.

Ob das Magneteisen, welches immer mit dem Epidot zusammen erscheint, alle als Produkt der Umwandlung anzusehen ist oder z. Th. auch als ursprünglicher Einschluss im Biotit vorhanden war, lässt sich nicht sicher entscheiden. Für letzteres scheint zu sprechen, dass einige Magnetitkörner von Epidot genau so umrandet sind, wie das sonst der Titanomorphit um Titaneisen zu thun pflegt.

Dass Epidot vorliegt, beweisen auch hier die angegebenen Charaktere. Titanit war gar nicht nachzuweisen.

Rutil tritt nur an wenigen Stellen der untersuchten Dünnschliffe auf, dann aber mehrere Körner und Prismen, auch Zwillinge, bei einander liegend. Zu dem Biotit scheint er nicht in Beziehung zu stehen, er findet sich im Feldspath.

Ausser den schon vorhin angeführten Zersetzungsprodukten des Feldspathes erscheint an ein paar Stellen und zwar in kleinen, z. Th. von Pyrit erfüllten Hohlräumen eine farblose Substanz, in unregelmässigen Blättchen, radial-strahlenförmig gruppirt, z. Th. feinfasrig, fast asbestartig, die ich für ein talkähnliches Mineral halte. Ziemlich lebhaft chromatische Polarisation (blaue und gelbe Farben) zeichnet sie aus. Eine sichere Bestimmung war bei ihrer winzigen Menge nicht möglich.

Pyrit¹⁾ ist in den Dünnschliffen nur sehr sparsam

1) Das Auftreten des Pyrit im Granit sowie in allen Gesteinen seiner näheren und weiteren Umgebung im hohen Venn ist bemerkenswerth. Sowohl in dem ganz frischen Granit, als auch in dem vollkommen zersetzten erscheint er frisch und glänzend. Er findet sich reichlich in den cambrischen Schichten zu beiden Seiten des Granit und ebenso in allen devonischen Schichten südlich vom cambrischen Massiv. Dadurch ergibt sich unzweifelhaft, dass er ein späteres Produkt ist als die Gesteine selbst und in seiner Entstehung nicht von ihnen abhängig. Aber man erkennt auch, dass es verschiedene Generationen von Pyrit sind, die man in den Gesteinen sieht. In den Schiefen bei Lamersdorf und Montjoie machte er die mechanische Umformung und Pressung z. Th. mit, wie seine Deformation und die Zonen von Faserquarz zeigen, die ihn in Fasern, normal zu seinen Flächen gestellt, einfassen. Auf den Rutschflächen in dem ganz zu Grus verwitterten Granit liegen aber flache Aggregate frischer Pyritkryställchen, die offenbar erst nach jenen Rutschflächen entstanden. Das ist also eine ganz junge Bildung. So scheint er von sehr alten Zeiten her fortdauernd bis in die Gegenwart zu entstehen. Darum können auch verwitterte und ganz zu Brauneisen umgewandelte Pyritwürfel neben solchen in demselben Gesteine erscheinen, die noch ganz frisch sind. Seine Entstehung ist wohl dem reducirenden Einflusse der aus der Torf- und Moordecke über den Schichten in diese hineinfiltrirenden kohlenwasserstoffhaltigen Wasser auf die vorhandenen, aus der Zersetzung der Silicate hervorgehenden Eisenoxydulcarbonate bei gleichzeitiger Anwesenheit von Schwefel-

vorhanden. Das zeigt, dass seine Verbreitung im Gestein vorzüglich auf die Klufflächen beschränkt ist. Das bestätigt auch die Analyse.

Zur Analyse wurde eine nach dem mikroskopischen Befunde als möglichst frisch erkannte Gesteinsprobe und ausserdem eine solche des vollkommen bröcklichen, im nassen Zustande wie Thon knetbaren, also ganz zersetzten Gesteins verwendet. Dieses hat eine fast weisse Farbe, ist aber ganz matt, erkennbar sind nur die silberglänzenden Blättchen des jungen Glimmers, die frischen, lichtgrauen Körner von Quarz und die schwarzen Pünktchen von Pyrit. Aller alter, dunkler Glimmer ist vollkommen verschwunden.

Die Analysen wurden im Laboratorium des hiesigen mineralogischen Instituts durch meinen Assistenten Herrn Frederick H. Hatch ausgeführt.

Unter I. ist die Analyse des frischen, unter II. die des zersetzten Gesteins mitgetheilt. Die angegebenen Zahlen sind z. Th., besonders die der Alkalien, als Mittel aus mehreren Bestimmungen gewonnen.

	I.	II.
SiO ₂	= 66,88	67,20
Al ₂ O ₃	= 17,89	19,10
Fe ₂ O ₃	= 3,75	2,84
CaO	= 1,44	Spur
MgO	= 1,53	1,34
K ₂ O	= 3,77	3,25
Na ₂ O	= 3,55	3,10
Glühverlust 2,01 (H ₂ O = 1,93)		4,07 (H ₂ O = 3,44)
	<u>100,82</u>	<u>100,88</u>
Spec. Gew. = 2,68		Spec. Gew. = 2,67.

Wegen der Anwesenheit des Pyrit und des darin bedingten zu hohen Glühverlustes wurden direkte Wasserbestimmungen ausgeführt, welche jedoch von dem Glühverluste im frischen Gestein nur um 0,07, im zersetzten

wasserstoff in den Sickerwassern oder aufsteigenden Quellen zuzuschreiben. Vorhandener Pyrit liefert wieder Sulfate und diese wieder neuen Pyrit und so wird die Bildung continuirlich.

Gestein um 0,63 abweichende Zahlen ergaben. Dieselben sind in Klammern beigelegt. Auch ein Auszug mit Königswasser zur Bestimmung des Schwefels ergab in dem zersetzten Gestein nur eine so geringe Menge desselben, dass davon Abstand genommen werden konnte, sie durch Wägung zu bestimmen. Es bestätigte sich die auch mikroskopisch zu beobachtende Thatsache, dass der Pyrit im eigentlichen Gestein nur sparsam vorhanden ist.

Carbonate sind auch im zersetzten Gesteine gar nicht nachzuweisen.

In dem Resultate der beiden Analysen lässt sich der Gang der Umwandlung und Verwitterung deutlich wiedererkennen, wie ihn auch das Mikroskop gezeigt hat. Die Zunahme der Thonerde mit dem Wassergehalt entspricht der Bildung von Kaolin. Die nur geringe Abnahme der Alkalien ist durch die Bildung des secundären Glimmers erklärt, der zur Reihe der natronhaltigen Kaliglimmer gehören muss. Die Abnahme der Magnesia hängt mit dem Verschwinden des Biotit zusammen. Der Alkaligehalt ist im ganz frischen Gestein ohne Zweifel noch wesentlich höher gewesen. Da nach Analogie der Verwitterung bei andern Graniten wohl anzunehmen ist, dass der Natrongehalt zuerst und schneller abnimmt, als der Kaligehalt, so würde eine beträchtlichere Anwesenheit von Plagioklas im frischen Gestein daraus zu folgern sein, als sie die mikroskopische Untersuchung erkennen lässt. Dagegen spricht der nur geringe Kalkgehalt, der freilich auch im frischen Gesteine bedeutender gewesen sein mag.

Sehr auffallend ist die im Ganzen geringe Abweichung der Bestandtheile, Wasser und Thonerde ausgenommen, gegenüber der so ganz verschiedenen Beschaffenheit des kompakten, festen Gesteins und der vollkommen bröcklichen, thonartigen, zersetzten Masse. Auch das findet in der Neubildung von Glimmer wohl z. Th. seine Erklärung. Die Zunahme der Kieselsäure lässt auf neugebildeten Quarz schliessen. In der That erscheint das zersetzte Gestein etwas quarzreicher, was jedoch auch nur darin beruhen kann, dass der Quarz, als einziger frischer Bestandtheil, mehr hervortritt.

Schon im Vorhergehenden wurde bei Besprechung der den Granit begrenzenden Quarzite hervorgehoben, dass keinerlei Contactwirkungen an diesen wahrzunehmen sind. Für Quarzite ist das auch keineswegs zu verwundern. Bestehen doch die charakteristischsten Umwandlungserscheinungen in den Contactzonen der Granite vornehmlich in der Bildung von krystallinischen Thonerdesilikaten, zu deren Synthese aber nicht so sehr die Bestandtheile des Granit als vielmehr und zwar meistens ausschliesslich die in den veränderten Gesteinen selbst vorhandenen Bestandtheile gedient haben. Daher die in so vielen Fällen analytisch festgestellte chemische Uebereinstimmung der metamorphosirten und der nicht veränderten Gesteine in der Contactzone.

Die in den dunklen cambrischen Quarziten eingeschalteten Schieferlagen zeigen freilich nahe dem Granit von Lamersdorf ebenfalls keine Veränderung, sie sind aber auch zu sehr verwittert und bröcklich, um darauf hin zuverlässiger geprüft zu werden.

Die Quarzite selbst zeigen auch in anderen Gebieten, in denen sonst die Contactmetamorphose stark entwickelt ist, keine Veränderung. Die von nachweislich metamorphosirten Paradoxidesschiefern überlagerten Sandsteine und Conglomerate der silurischen Formation im Kristianiagebiet und auf Eker zeigen keine Spur einer Contactwirkung¹⁾.

Von ganz besonderem Interesse aber erscheint es, dass in nicht sehr bedeutender Entfernung von unserem Granit Gesteine vorkommen, welche äusserlich wenigstens einigen der sogenannten Porphyroide des silurischen Massivs von Rocroy in den Ardennen ausserordentlich gleichen, nämlich den Gesteinen von Les Buttés und dem Franc bois de Willerzie. Das sind gerade solche, deren contactmetamorphischen Charakter schon Dumont betonte, die Gosselet und Renard als Beispiele des Metamorphismus par friction an ursprünglichen Arkosen bezeichnen und in denen auch Barrois alte Arkosen erkennt, die er aber für mit granitischem Materiale injicirt

1) Brögger, Die silurischen Etagen etc. Kristiania 1884. p. 334.

hält. Ich selbst glaubte aus der mikroskopischen Untersuchung dieser Gesteine den Schluss ziehen zu müssen, dass es durch mechanische Umformung und Mineralneubildung umgewandelte porphyrische Gesteine seien ¹⁾.

Wenn an den Gesteinen in der Nähe des Granit von Lamersdorf sich eine Contactwirkung erkennen lässt, so hat diese jetzt, wo der Granit nicht mehr eine „masse inconnue“ ist, wie ihn Gosselet noch vor Kurzem nannte, (p. 11), eine ganz andere Beweiskraft.

Wenn man von dem Eisenbahneinschnitte nach Süden der Strasse durch Lamersdorf folgt und am jenseitigen Ende des Dorfes, wo dieselbe gabelt und rechts hinab in das Thal des Callbaches führt, links dem Wege folgt, so erreicht man bald den Lamersdorfer Schützenplatz, gleich vor dem östlichen Ende des Dorfes, auf dem linken Gehänge des genannten Thales.

Hier treten in aufragenden Felsmassen verschiedene Gesteine über die Oberfläche empor. Die Bänke derselben sind deutlich geschichtet und fallen schwach unter 20—30° gegen Osten ein. Mehrere etwas verschiedenartige Schichten liegen übereinander. Diese Stelle ist auch schon von von Dechen ²⁾ beschrieben worden. Er hält die Gesteine für Theile der unteren Conglomeratzone, welche unzweifelhaft unterhalb am Abhange an der Lamersdorfer Mühle und auf der gegenüberliegenden rechten Seite des Callbaches bei Bickerath als hell gelblich graue oder weisse feinkörnige Conglomerate und Quarzite nachzuweisen ist. Zwischen der Lamersdorfer Mühle und den Felsen am Schützenplatz liegen auch noch röthliche arkoseartige Sandsteine mit vielen zu Brauneisen umgewandelten oder ganz herausgewitterten Pyritwürfeln.

Von diesen sind die Gesteine am Schützenplatz verschieden.

Im Liegenden erscheint ein Gestein von grüner Farbe und deutlich schiefrigem Gefüge. Auf den Schieferfugen

1) Vergl. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. f. Nat.- u. Heilk. 1884. August.

2) l. c. p. 119.

erscheinen kleine, knotige Höcker, welche durch etwa hirsekorn-grosse Quarzkörner gebildet werden. Im Querbruche treten diese deutlich hervor. Zwischen den Quarzkörnern zieht sich ein flaseriges Aggregat von einem grünen, dem Sericit gleichenden Glimmermineral in wellenförmigen Lagen hindurch und umhüllt jene. Auf dieses Gestein folgt ein ganz ähnliches, jedoch von ausgesprochen conglomeratischer Beschaffenheit: zwischen den sericitischen Glimmerfasern liegen bis zu 3 cm grosse Quarzkörner. Dieselben zeigen verschiedene Färbungen und Beschaffenheit und verrathen dadurch schon ihre ungleichartige allo-gene Herkunft. Sie haben deutlich die Form von kleinen Geröllen. Nach den Schichtfugen zu werden die Schieferlagen dünner und die Quarzkörner kleiner. Quarzlagen auf den Schichtfugen zeigen die stattgefundene Neubildung von Quarz an.

Ein drittes Gestein im Hangenden des vorigen gleicht vollkommen dem ersten, ist aber nicht grün gefärbt, sondern schwarzgrau, die sericitischen Blättchen haben ein silberglänzendes etwas gelbliches Aussehen. Auffallend ist auch in diesem Gestein die sehr verschiedene Farbe der Quarzkörner. Manche sind tief roth, granatähnlich, andere rauchgrau, röthlichgelb oder milchweiss. Die dunkelgraue Farbe dieses Gesteines ist bedingt durch reichlich neugebildetes Magneteisen, das z. Th. in der Form scharfer Oktaëder zwischen den Glimmerfasern liegt. Gerade das erste und dritte Gestein gleichen äusserlich so vollkommen den angeführten Porphyroiden aus den französischen Ardennen, dass ich (l. c.) jene zunächst mit diesen vollkommen für identisch halten zu dürfen glaubte¹⁾. Die mikroskopische Untersuchung ergibt aber doch beträchtliche Verschiedenheiten.

Während in dem Gesteine vom Franc bois de Willerzie die porphyrischen Quarzkörner sehr oft geradlinige und

1) von Dechen erwähnt in seinen Erläuterungen zur geol. Karte p. 758 aus dem Wormthal bei Geilenkirchen Geschiebe von Porphyroid, ähnlich denen von der Lenne, die aber in der Gegend bis zum hohen Venn nicht bekannt seien. Sollten dieselben nicht vielleicht aus unserem Gebiete stammen?

scharf sechsseitige Conturen zeigen und von einer besonders charakteristischen Zone von körniger Beschaffenheit umgeben sind, die ich als mikrogranitisch (l. c.) bezeichnete, in der Barrois, wie ich vermüthe, das injicirte granitische Material erkennt, ist in den vorliegenden Gesteinen von dieser Erscheinung keine Spur wahrzunehmen. So sehr die flaserigen sericitischen Lagen den in jenen Gesteinen beschriebenen gleichen und so gewiss in beiden in gleicher Weise fast ganz resorbirte Feldspathquerschnitte noch zu erkennen sind, so ist doch die Beschaffenheit der Quarzkörner eine wesentlich verschiedene. In den Gesteinen vom Schützenplatze zu Lamersdorf haben alle Quarzkörner ohne Ausnahme eine unzweifelhaft klastische Beschaffenheit. Dazu fehlen die mikrogranitischen Parthien gänzlich. Auch in dem grosskörnigen Gesteine, dessen Conglomeratnatur auch makroskopisch nicht zu bezweifeln ist, sind die flaserigen Schichtenlagen von ganz gleicher Beschaffenheit wie in den beiden anderen und auch darin dokumentirt sich eine gleiche Herleitung. In allen 3 Gesteinen konnten zudem unzweifelhaft rudimentäre Reste von Turmalin mikroskopisch nachgewiesen werden.

Wir haben es also hier in der That mit ursprünglich arkoseartigen Sedimenten zu thun, welche durch mechanische Umbildung ihren ursprünglichen Feldspath- und Glimmergehalt in Sericit und Kaolin umsetzten. An den Quarzkörnern lassen sich die Erscheinungen der Auswalzung und Verquetschung recht schön wahrnehmen und zeigen sich auch in optischen Anomalien.

Von injicirtem granitischem Materiale aber ist keine Spur wahrzunehmen, so wenig wie von irgend einer kontaktmetamorphen Bildung, die auf den nahen Granit zurückgeführt werden könnte.

Die äussere Aehnlichkeit der klastischen Porphyroide von Lamersdorf mit denjenigen der Ardennen, welche aus krystallinischen Gesteinen herzuleiten sind, zeigt eben, wie der Process des mechanischen Metamorphismus aus ursprünglich strukturell ganz verschiedenem Materiale doch die fast gleichen Endprodukte zu erzielen vermag, wenn das Material an Mineralien und die davon abhängige che-

mische Zusammensetzung eine nahezu gleiche gewesen. Dass dennoch, wenn auch nur versteckte und nur mikroskopisch nachweisbare Unterschiede und Kennzeichen der ursprünglichen Struktur erhalten geblieben sind, ist eher als wunderbar, denn als natürlich zu bezeichnen.

Ob nun aber die hier erörterten klastischen Porphyroide in der That zu der Zone der devonischen Conglomerate zu rechnen oder nicht vielmehr noch zum Cambrium zu nehmen sein werden, das vermag ich nach den bisherigen Beobachtungen nicht zu entscheiden. Jedenfalls ist ihr Auftreten sehr analog demjenigen der Porphyroide im Franc bois de Willerzie, wo Gosselet¹⁾ die typisch-metamorphische Arkose über dem Conglomerate von Fépin darstellt. Die bei Lamersdorf auftretenden Gesteine liegen aber unzweifelhaft im Liegenden d. i. unter der devonischen Conglomeratzone.

Dass aber diese Schichten sowohl mit den ihnen aufgelagerten helleren, unzweifelhaft devonischen Conglomeraten, sowie mit dem südöstlichen Flügel der cambrischen Schichten im Lamersdorfer Einschnitt durchaus concordante Lagerung zeigen, das bestätigt auch hier am südlichen Rande das von von Dechen hervorgehobene übereinstimmende Verhalten beider Systeme.

Der Verlauf der Grenze der devonischen Conglomeratzone würde, wenn die Gesteine von Lamersdorf etwa noch zum Cambrium gehören sollten, nur um ein geringes weiter nach SO verschoben. Die Grenze geht nach der genauen Beschreibung des Auftretens der Conglomerate durch v. Dechen²⁾ über Conzen-Eschweid, die Richelsley und Sourbrodt nach dem Warchethale bei Malmedy hinüber.

Da der Granitkern nicht in der Mitte der Zone des Cambrium erscheint, sondern von dessen südlicher Grenze nur um 2 km, dagegen von der nördlichen Grenze gegen das Devon auf dem Rücken von Münsterbildchen um 5 km entfernt liegt, so ist die südliche Conglomeratzone mehr geeignet, einen Anhalt über das Fortstreichen des Granit zu geben.

1) *Bullet. Soc. geol. d. France.* XI. p. 660.

2) *l. c.* p. 114 ff.

Wenn man annimmt, dass der Granit im allgemeinen mit dem Streichen, welches die ihn einschliessenden Schichten im Einschnitte aufweisen, weiter nach NO und SW fortsetzte, so würde diese Streichrichtung genau mit dem Verlaufe der Culminationslinie des Plateau's des hohen Venn zusammenfallen.

Diese geht von der Stelle des Einschnittes (nahe bei demselben liegt der Culminationspunkt der Strasse nach Germeter mit 554 m über dem Meer, der Boden des Einschnittes liegt am Anfang 534 m, in der Mitte 541 m, am Ende 546,80 m über Meer, die höchste Granitlage in demselben ist etwa 545 m über Meer gelegen) über das Venn zwischen Mützenich und Ternell (Steinlei bei Mützenich 656,17 m über Meer, Hattlich 598 m über Meer), über den Pannensterzkopf und die grosse Haardt nach dem höchsten Punkte des Plateau's überhaupt bei Botrange nordwestlich von Sourbrodt (695,48 m) und der Baraque Michel (692,88 m) an der Strasse von Malmedy nach Eupen gerade an der deutsch-belgischen Grenze. Nach Belgien zu sinkt die Plateauhöhe nur um ein geringes, noch bei Hocquay beträgt sie 631,81 m über Meer.

Genau unter dieser Linie streicht aber auch der cambrische und granitische Kern fort und so können wir wohl schliessen, dass gerade das im Innern liegende granitische Massiv die Ursache ist, dass hier der cambrische Sattel so hoch aufragt.

Wolf¹⁾ glaubte aus den nur sparsam sich findenden Auswürflingen von Granit schliessen zu müssen, dass der Granit nur in Gängen die geschichteten Formationen durchsetze. Das ist nach den Aufschlüssen des Lamersdorfer Einschnittes nicht zutreffend. Er bildet unzweifelhaft eine grosse Masse, die aber mit den ihm unmittelbar aufgelagerten Gesteinen nach W sehr bald in grosse Tiefen sinkt; denn auch die cambrischen Schichten erreichen im nordöstlichen Fortstreichen schon nicht mehr den Abhang des Gebirges nach der Ebene von Düren zu. In dem nordöstlichen Theile des Venn, im Devon zwischen Roer- und

1) l. c. p. 492.

Vichtthal hat E. Holzapfel¹⁾ die beträchtlichsten Verschiebungen einzelner Gebirgsstücke gegeneinander durch den von SO kommenden tangentialen Druck erkannt und daraus gefolgert, dass gleichzeitig einzelne Parthien an den Querverwürfen absanken. Das sporadische Vorkommen granitischer Auswürflinge ist also nur ein Beweis dafür, dass wir in der Nähe des Rheines den Granit schon in einer ganz ausserordentlichen Tiefe voraussetzen müssen und über ihm liegt eine wahrscheinlich mächtige Zone kontaktmetamorphischer Schiefer.

Nach Südwesten zu würde vielleicht der Granit sichtbar werden, wenn hier ein einigermaassen tiefes Thal das Plateau durchquerte. Aber gerade der Plateaurücken, unter dem wir den Granit voraussetzen müssen, bildet hier die Scheide für die Wasserläufe. Hellgefärbte Thone, welche etwa auf dem Plateau unter der Torf- und Geröllebedeckung aufgeschlossen würden, könnten als Wegweiser dienen.

In Belgien wäre es nicht unmöglich, die Spuren des Granit in den Thaleinschnitten der Emblève und Salm unterhalb Viel Salm zu finden, wenn er nicht auch hier schon in ein tieferes Niveau gekommen ist. Zudem scheint, wie schon erwähnt, seine Sattellinie nach SW einzusinken.

Der Nachweis einer sattelförmigen, antiklinalen Stellung der Schichten im cambrischen Systeme über dem Granitkerne des hohen Venn²⁾ ist in seiner Anwendung auf die Tektonik auch des südwestlichen silurischen Massivs von Rocroy ohne Zweifel von grosser Bedeutung. Auch dieses muss ein, wenn auch mit dem einen Flügel überkipptes antiklinales, d. i. also isoklinales Gewölbe bilden, wie ich es, damals von ganz anderen Betrachtungen ausgehend, schon im vorigen Jahre nachzuweisen versucht habe³⁾.

1) Diese Verhandl. 1883. p. 397.

2) Auch Holzapfel spricht l. c. nur von der grossen Antiklinale des Venn.

3) Ueber die Tektonik der Ardennen; d. Verhandl. Corresp.-Blatt 1883.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen des naturhistorischen Vereines der preussischen Rheinlande](#)

Jahr/Year: 1884

Band/Volume: [41](#)

Autor(en)/Author(s): Lasaulx Arnold von

Artikel/Article: [Der Granit unter dem Cambrium des hohen Venn 418-450](#)

