

126

Spezialbibliothek

Erläuterungen

zur

geologischen Spezialkarte

des

Königreichs Sachsen.

Herausgegeben vom K. Finanz-Ministerium.

Bearbeitet unter der Leitung

von

Hermann Credner.



Sektion Löbnitz-Zwönitz

Blatt 126

von

K. Dalmer.

Zweite Auflage,

bearbeitet von E. Danzig i. J. 1909 und 1910.

Mit Beiträgen von K. Pietzsch.

Leipzig,

in Kommission bei W. Engelmann.

1913.

IV. 5483.

Preis der Karte nebst Erläuterungen 3 Mark.

esesaal

SEKTION LÖSSNITZ-ZWÖNITZ.

Oberflächengestaltung und Flußsysteme. Sektion Löbnitz-Zwönitz gehört zum weitaus größten Teile jenem ausgedehnten Gürtel altpaläozoischer Schiefer an, welche den erzgebirgischen Gneislakkolithen an seiner Nordwestflanke begleiten und durch ihn je nach ihrer Entfernung vom Kontakt in verschiedenem Grade metamorphosiert worden sind*), und zwar ist innerhalb des Kartenbereiches nur die äußere, aus Phylliten und aus wenig oder gar nicht veränderten Tonschiefern zusammengesetzte Zone dieses Kontakthofes vertreten. Die äußerste Nordwestecke des Kartenblattes dagegen fällt bereits in das Rotliegend-Territorium des erzgebirgischen Beckens.

Während die Höhenlage dieses letzteren Teiles der Sektion zwischen 380 und 480 m schwankt, steigt die Oberfläche des Phyllitgebietes in südöstlicher Richtung langsam bis zu 700 m über dem Meeresspiegel an; indessen ist diese Höhenziffer nur der äußersten Ecke der Sektion eigen.

Neben diesem allgemeinen nordwestlichen Terrainabfalle macht sich noch von der Mitte der Sektion aus auf größere Erstreckung hin eine Abdachung in südwestlicher Richtung, also nach dem Talkessel von Aue zu, geltend.

Das Ansteigen in südöstlicher Richtung erfolgt einigermaßen gleichmäßig und kontinuierlich nur bis zu einer der Nordostdiagonale nahe gelegenen, vom „großen Stein“ (westlich von Dorfchemnitz) über den „Katzstein“ (bei Streitwald) nach der Höhe des Löbnitzer

*) C. GÄBERT, Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1907, S. 308.

Ratsholzes gezogenen Linie, und zwar weisen die beiden erstgenannten Punkte eine Meereshöhe von 610 und 627 m und der letztgenannte eine solche von 567 m auf. Jenseits (südöstlich) dieser Linie hingegen senkt sich im allgemeinen das Terrain, bald stetig, bald unter mehrfachen Oszillationen, bis in die Gegend von Dorfchemnitz, Kühnhaide, Dittersdorf und dem südöstlichen Teile von Alberoda. So liegt die Umgebung von Zwönitz durchschnittlich in einem um ca. 100 m tieferen Niveau als der nordwestlich gelegene Höhenrücken des Katzsteines, und die Höhe des Löbnitzer Ratsholzes überragt um 100 bis 150 m das südöstlich vorliegende Plateau zwischen Alberoda und Nieder-Löbnitz. Von Dittersdorf, Kühnhaide und Zwönitz an hebt sich das Terrain wieder in allmählichem Anstiege, bis es nahe der Sektionssüdgrenze eine Höhe von 650 bis 700 m erreicht.

Die Oberflächengestaltung der Sektion läßt sich im allgemeinen als eine wellig-hügelige charakterisieren. Insbesondere sind, wenn man vom Muldentale absieht, der Nordwesthälfte der Sektion langgezogene, sanftgeböschte Höhenrücken, sowie flach eingeschnittene Täler eigentümlich. Ein wenig abweichend hiervon verhält sich die oben erwähnte, südöstlich der Nordostdiagonale längs derselben sich erstreckende Einsenkungszone, und zwar insofern, als hier einesteils ebenere Flächen in größerer Ausdehnung vorkommen, andernteils aber wiederum die Erhebungen und Talgehänge häufig steilere und schroffere Formen aufweisen.

Das Sektionsgebiet wird teils durch die Mulde und den ihr zufließenden Löbnitzbach, teils durch die Zwönitz und Würschnitz entwässert, zu welchem letzterem Flübchen sich auf der nördlich anstoßenden Sektion Stollberg-Lugau der Beuthenbach und der Bach von Mitteldorf vereinigen. Eine auf längere Erstreckung schärfer ausgeprägte Abhängigkeit des Flußnetzes von den geologischen Verhältnissen der Sektion läßt sich nicht nachweisen, doch scheint der Verlauf mancher Nebentäler der Zwönitz und des Löbnitzbaches teilweise von Querverwerfungen beeinflußt zu sein.

Allgemeine geologische Zusammensetzung. Das weit- aus den größten Teil der Sektion einnehmende altpaläozoische Schichtensystem besitzt im ganzen ein nach Nordosten und nur im südwestlichen Gebiet ein nahezu nach Osten gerichtetes Streichen und fällt ziemlich steil und gleichsinnig nach Nordwesten bzw. nach Norden zu ein. Nach der petrographischen Beschaffenheit,

der Fossilienführung und der gegenseitigen Verknüpfung seiner einzelnen Glieder gehört es den Formationen des Kambriums, des Silurs und des Devons an. Von ihnen besitzt das Kambrium die größte Verbreitung, indem es nicht nur fast die ganze Nordwesthälfte der Sektion aufbaut, sondern auch deren Südrand als geschlossener Streifen durchzieht. Das Silur und Devon hingegen treten in einer zwischen diesen Hauptarealen des Kambriums durch die ganze Sektion hindurch sich erstreckenden Zone auf und sind in diese auffallend tiefe Lage durch sehr steile, bis zur Überkipfung der Schichten gesteigerte Einfaltungen gelangt, an die sich sodann noch die Herausbildung nahezu streichender Verwerfungen von bedeutender Länge anschloß. Durch tektonische Vorgänge dieser Art wurde zugleich die auffällig große Breite bedingt, welche das Schieferterritorium auf Sektion Lößnitz-Zwönitz und in den Nachbargebieten aufweist.

Von den benachbarten größeren Granitstöcken des westlichen Erzgebirges ragt nur derjenige von Aue noch mit seinem nördlichsten Rande in das Sektionsgebiet herein. Von gangförmigen älteren Eruptivgesteinen durchsetzen Granitporphyre und Kersantite an mehreren Stellen das Schiefergebirge. Mit einer kleinen Strecke seines Südrandes greift das erzgebirgische Becken in die nordwestliche Ecke der Sektion über, wo sich längs des oberflächlichen Ausstriches des Beckenrandes das Rotliegende direkt an das Kambrium, und zwar wohl mit ähnlichem Streichen, aber mit flacherem Fallen, also diskordant anlagert, während nach dem Beckeninnern zu sich zwischen jene beiden Formationen im Sektionsuntergrunde noch das Oberkarbon einschiebt, wie durch eine Bohrung nachgewiesen worden ist. Das Vorkommen diluvialer und alluvialer Gebilde ist auf die Gehänge und die Sohlen der Täler beschränkt.

Demnach sind auf Sektion Lößnitz-Zwönitz folgende Gebirgslieder vertreten:

Das Altpaläozoikum:

1. Das Kambrium.
2. Das Silur.
3. Das Devon.

Ältere Eruptivgesteine:

4. Der Granitstock von Aue.
5. Gänge von Granitporphyr und Kersantit.

Formationen des erzgebirgischen Beckens:

6. Das Oberkarbon.

7. Das Rotliegende.

Das Quartär:

8. Das Diluvium.

9. Das Alluvium.

Die geologische Aufnahme der Sektion Lößnitz-Zwönitz wurde von K. DALMER im Jahre 1880 abgeschlossen. Die Revision und teilweise Neuaufnahme der Karte, sowie die Neubearbeitung des Textes der 2. Auflage wurde von E. DANZIG in den Jahren 1909 und 1910 besorgt. Die mikroskopisch-petrographische Untersuchung einiger amphibolitisierten Diabase (S. 32) und einiger Kersantite (S. 80) wurde von K. PIETZSCH ausgeführt.

Das Altpaläozoikum.

Geologische Gliederung. Allgemeine Tektonik.

Wie in der Einleitung bemerkt, schaltet sich zwischen das Kambrium der nordwestlichen Sektionshälfte und dasjenige des südlichen Randgebiets eine gleich jenem nach Nordwesten zu fallende Schieferzone ein, an deren Zusammensetzung sich vorwiegend, ja zum Teil ausschließlich, das Silur und das Devon beteiligen. Die nordwestliche Grenzlinie dieser nach Südwesten zu sich stark verschmälernden Mittelzone verläuft von ihrem Beginn an der westlichen Sektionsgrenze bei Niederschlema an im großen und ganzen in nordöstlicher Richtung über das nördliche Ende von Alberoda nach dem Tal von Affalter, bildet hier, einer Querverwerfung folgend, einen Haken nach Nordwesten, um sodann nahe der Bahnlinie im Westen von Ober-Affalter wieder in nordöstliche Richtung einzulenken und in dieser bis fast zur östlichen Sektionsgrenze bei Dorfchemnitz fortzusetzen. Die südliche Grenze der Mittelzone wird durch eine Linie dargestellt, die vom Südende Niederschlemas über Nieder-Lößnitz nach dem südlichen Teil von Dittersdorf eine im allgemeinen östliche, von da bis zur Ostgrenze der Sektion bei Sig. 562,6 eine nordöstliche Richtung innehält. Dabei scheinen diese Linien nur streckenweise noch mit den ursprünglichen Formationsgrenzen zusammenzufallen, öfter vielmehr werden sie durch Verwerfungen gebildet.

Für die Bestimmung des geologischen Alters der Glieder dieser Mittelzone, sowie für die Erkenntnis der Hauptzüge ihrer Tektonik sind die im folgenden dargelegten Wahrnehmungen von maßgebender Bedeutung gewesen.

1. Ein von der Grenze des Schieferterritoriums gegen das Rotliegende in der nordwestlichen Sektionsecke quer zu dem im allgemeinen nordöstlichen Streichen, also nach Südosten zu, bis nach dem in der Sektionsmitte gelegenen Orte Ober-Affalter geführtes Profil zeigt überall nordwestlich fallende Schiefer vom ausgeprägten Charakter des ostthüringisch-vogtländischen Kambriums mit lokalen Einlagerungen von Quarziten und Hornblendegesteinen. Dabei bleibt sich der allgemeine petrographische Charakter trotz der gegen 6 km betragenden Breite dieses kambrischen Areales im wesentlichen gleich, nur daß nach Südosten, also dem Inneren des Schiefergürtels hin, die Schiefer nach und nach ein mehr kristallines, phyllitisches Gepräge annehmen. Um so auffälliger ist der in der Nähe des Bahnhofs Affalter völlig unvermittelt einsetzende Gesteinswechsel. An Stelle der einförmigen lichten Phyllite des Kambriums treten in verschiedenen, meist dunklen und stumpfen Nuancen grau gefärbte, nur schwach kristalline, dagegen durch die ihnen oft zahlreich und regellos eingesprengten Muskovitblättchen vorwiegend klastischen Habitus erlangende Schiefer, denen in dem östlich von Ober-Affalter befindlichen großen Eisenbahneinschnitt mehrere Lager von schwarzen, kohlenstoffreichen Kiesel- und Alaunschiefern, sowie auch solche von zersetzten Hornblendegesteinen konform eingeschaltet sind. Dieser ganze, durch den genannten, gegen 600 m langen Aufschluß (vgl. S. 55) quer zu seinem Ostnordost-Streichen durchschnitene Komplex, welcher gleich dem Kambrium, seinem scheinbaren Hangenden, nach Nordwesten zu einfällt, gehört dem Silur an, wie nicht nur durch den dieser Formation eigenen petrographischen Charakter, sondern vor allem dadurch außer Zweifel gestellt wird, daß die Kiesel- und Alaunschiefer mehrere Arten von Graptolithen (siehe S. 46), und zwar zum Teil in einer großen Anzahl von Individuen geliefert haben. Von hier aus erstreckt sich diese Silurzone mit gleichem Streichen nach Westsüdwesten zu noch 2 km, nach Ostnordosten hin noch 4 km weit, um dann, da wie dort, durch nordwestlich streichende Querverwerfungen gegen das Kambrium abgeschnitten zu werden. Die südwestliche dieser Spalten erscheint am rechten Gehänge nahe der Grenze von

Ober- und Nieder-Affalter angedeutet, fällt mit einem ehemals daselbst erschürften, Brauneisenstein führenden Gange zusammen und macht sich in dem benachbarten Eisenbahneinschnitt direkt durch eine gegen 1 m mächtige quarzige Gesteinsmasse bemerklich, welche das Kambrium im Westen von dunklen, stark gepreßten Schiefen des Silurs im Osten trennt. Die nordöstliche Querverwerfung wird dadurch angezeigt, daß beiderseits des südlich vom Fahrweg Dorfchemnitz—Brünlos gelegenen Tälchens dunkle silurische Schiefer einerseits, lichte kambrische Phyllite andererseits aufeinander zu streichen, also unter dem Alluvium jenes Tälchens längs einer gegen 1 km langen, nordwestlich streichenden Spalte aneinander abstoßen müssen.

Die hangende Grenze der 6 km langen Silurzone, also deren Grenze gegen das Kambrium der nordwestlichen Sektionshälfte, wird durch eine ostnordöstlich verlaufende Verwerfung bestimmt, wie sich sowohl aus dem schon hervorgehobenen schroffen Gesteinswechsel längs derselben, als auch daraus ergibt, daß hier ober-silurische Kieselschiefer im Hangenden derjenigen des Bahneinschnitts mehrfach noch sehr nahe an das Kambrium herantreten.

Unterlagert wird dieser Silurstreifen in seiner ganzen Erstreckung wieder von nordwestlich fallenden Phylliten des Kambriums, welche jedoch, wie sich namentlich in den Steinbrüchen bei Ober-Affalter zeigt, mit den Silurschiefen durch Übergänge innig verknüpft sind, also mit diesen in regelmäßigem Verbande stehen.

Die Gesamtheit dieser Erscheinungen läßt demnach die Auffassung zu, daß die Silurzone von Affalter-Dorfchemnitz den erhalten gebliebenen liegenden, südöstlichen Teil einer in das Kambrium eingefalteten Mulde darstellt, welche, wie aus dem Auftreten des Obersilurs in verschiedenen Niveaus hervorgeht, selbst wieder ein Faltensystem mit überkippter Stellung seiner Glieder darstellt, während an Stelle ihres hangenden, nordwestlichen Teils infolge einer nahezu streichenden Verwerfung kambrische Schichten getreten sind.

2. Das obengenannte, das Silur von Affalter regelmäßig unterteufende Kambrium zeigt sich innerhalb des 400 m südlich vom Großen Teich angesetzten Bahneinschnitts in etwa 500 m Abstand von seiner hangenden, nordwestlichen Grenze wieder ebenso regelmäßig unterlagert von einem gleichermaßen durch petrographischen Übergang mit ihm auf das innigste verbundenen, sehr steil nach

Norden zu fallenden Komplex grauer Schiefer vom Charakter der tieferen Schichten des Untersilurs. Hiermit wird also der nordwestliche Rand einer zweiten, von der erstbeschriebenen durch den genannten Kambriumsattel getrennten, ebenfalls überkippten Einfaltung angedeutet, die aber, wie gleich gezeigt werden soll, bei größerer, über 2 km erreichender Breite und bedeutenderer (von der südwestlichen bis zur östlichen Sektionsgrenze sich erstreckenden) Länge auch einen mannigfaltigeren Aufbau als jene aufweist, indem einerseits mächtige Komplexe derselben dem Devon zugerechnet werden müssen, andererseits Aufsattelungen und Heraufschiebungen des Kambriums das Kartenbild stellenweise zu einem recht komplizierten machen.

Von fundamentaler Bedeutung für die Beurteilung dieses Systems sind zunächst die dicht westlich und südlich des Bahnhofs Zwönitz gelegenen Eisenbahneinschnitte, insbesondere derjenige der nach Scheibenberg führenden Linie. Dieser ca. 400 m lange Aufschluß durchschneidet unter einem Winkel von etwa 45° eine nordöstlich streichende, nordwestlich fallende Schichtenreihe, die sich vom Hangenden zum Liegenden aus folgenden Gliedern zusammensetzt:

- a) aus einem dünn- und ebenschieferigen, in dem benachbarten Einschnitt der Zwönitz-Löbnitzer Bahnstrecke auf größere Entfernung entblößten Hornblendeschiefer,
- b) aus einem ebenfalls dünngeschichteten, sehr feinkörnigen, lichtgrauen phyllitischen Schiefer,
- c) aus einem gegen 5 m mächtigen Komplex von schwarzem, sehr kohlenstoffreichem Kiesel- und Alaunschiefer, der in der Richtung seines Streichens nach Südwesten zu noch auf größere Erstreckung durch Bruchstücke nachweisbar ist,
- d) aus zwei durch eine wenig mächtige, auf der Karte nicht angegebene Zwischenlage von Alaunschiefer getrennten Lagern eines grobschieferigen oder flaserigen, dickbankig abgesonderten Hornblendegesteins.

Der unter c) genannte Alaunschiefer hat einen deutlichen Graptolithen, und zwar eine spiralige Form von Monograptus, geliefert, gehört also zweifellos zum Obersilur. Die ihn unterteufenden Hornblendegesteine harmonieren in ihrem petrographischen Habitus mit den durch Druck schieferig gewordenen silurischen Diabasen. Die in deren Liegendem zunächst auftretenden, zwar

nicht mehr im Einschnitt, aber auf den südöstlich angrenzenden Feldern in zahlreichen Bruchstücken anzutreffenden, auch in der Stadt Zwönitz durch Ausschachtungen zeitweilig bloßgelegten Schiefer stimmen völlig mit denen des Untersilurs überein. Auf diese folgen noch weiter im Liegenden in dem nächstsüdlichen Bahneinschnitt und in dessen Umgebung die später zu beschreibenden, für den obersten Horizont des Kambriums bezeichnenden Phykodeschiefer, so daß also von dem Alaunschiefer nach unten zu die regelmäßige Reihe: Obersilur, Untersilur, oberstes Kambrium festgestellt ist. Andererseits setzt sich aber diese gesetzmäßige Aufeinanderfolge wenigstens zunächst nach oben fort, insofern als das durch den benachbarten Einschnitt gut aufgeschlossene Schichtensystem im Hangenden des Obersilurs durchaus auf das Devon, und zwar auf dessen tiefste Etage in seiner vogtländischen Entwicklung, d. h. auf das untere Mitteldevon verweist. Würde hierdurch der südöstliche Flügel einer in das Kambrium eingefalteten, nordöstlich streichenden Silur-Devon-Mulde klar zum Ausdruck kommen, so ist dies mit dem nordwestlichen nicht in dieser Weise der Fall. Zwar folgt auf die genannten devonischen Schichten und auf einen sie überlagernden, ebenfalls devonischen Hornblendschiefer nach Nordwesten zu in dem Bahneinschnitte südöstlich von Sig. 521,1 bei Lenkersdorf wieder ein Lager von Obersilurischem Kieselschiefer, der den Beginn des nordwestlichen Muldenflügels anzeigen könnte, doch wird dessen Hangendes nicht von dem nun zu erwartenden Untersilur gebildet, sondern von einer gegen 200 m breiten Scholle von Kambrium, welche längs einer an der Südseite des Aufschlusses zu beobachtenden und durch eine quarzige Reibungsbreccie gekennzeichneten Spalte heraufgeschoben worden ist. Jenseits dieser kambrischen Scholle folgt nach Norden zu abermals Devon, welches namentlich durch nordwestlich einfallende, Mandeln und Schmitzen von Kalkspat führende Hornblendeschiefer vertreten ist. Diese devonischen Schichten grenzen schließlich infolge einer streichenden Verwerfung bei Lenkersdorf ihrerseits wieder unmittelbar an das Kambrium, das diese große südliche Einmuldung von der unter 1. beschriebenen nördlichen Silurmulde trennt. Es fehlt also hier das Untersilur, welches jedoch, wie oben angegeben, weiter nordöstlich den nordwestlichen Rand dieser südlichen Falte markiert. Hingegen ließe sich die Parzelle von Untersilur, die in der südwestlichen Verlängerung jener langen schmalen kambrischen Scholle

jenseits des Lenkersdorfer Tales an der Ostseite des Schnepfenberges gelegen und von ihr durch eine Querverwerfung geschieden ist, als Hangendes des Obersilurs vom Bahneinschnitte südöstlich von Sig. 521,1 ansehen; nur wird dieses Untersilur zunächst wieder in dem Bahneinschnitte westlich von Sig. 521,1 von ober-silurischen Kieselschiefern überlagert, in deren Hangendem sodann das Devon im Westen von Lenkersdorf folgt, was auf eine der Hauptfaltung untergeordnete Nebenfaltung deuten würde.

Nach Nordosten zu, in der Gegend zwischen Zwönitz und Dorfchemnitz, sind größere Aufschlüsse und Vorkommnisse anstehenden Gesteins nur sehr vereinzelt, in manchen Gebieten überhaupt nicht anzutreffen. Daher lassen sich hier die durch zahlreiche Verwerfungen und Nebenfaltungen sehr verwickelten Lagerungsverhältnisse nicht in allen ihren Einzelheiten klarlegen. Gegen 500 m unterhalb der Stadt Zwönitz schiebt sich zwischen das Silur und das Devon des südlichen Muldenflügels, und zwar gegen beide durch zwei nach Südwesten konvergierende Verwerfungslinien begrenzt, also als ein nach Nordosten sich verbreiternder Keil, das Kambrium ein, wodurch das Silur auf einen schmalen Streifen reduziert wird, der sich noch etwas über die östliche Sektionsgrenze hinaus fortsetzt. Auch nach dem äußeren, nordwestlichen Muldenrande zu folgt auf das Devon nicht direkt das im Bahneinschnitt südlich des Großen Teiches erschlossene Silur, sondern jenes wird von diesem durch Kambrium geschieden, dem noch eine schmale Silurzone eingesenkt erscheint. Noch weiter nach Nordosten, jenseits des vom Großen Teiche kommenden Tälchens, läßt sich das Silur des nordwestlichen Flügels nicht mehr mit Bestimmtheit nachweisen. Auch das beiderseits vom Kambrium flankierte Devon des Muldeninneren erreicht in dieser Richtung bald sein Ende. Nur die Phykodesschiefer des obersten Kambriums, welche bei Dorfchemnitz einen Streifen inmitten der gewöhnlichen kambrischen Phyllite bilden, scheinen daselbst das sich zuspitzende Ende der Falte zu markieren.

Dieses unter 2. beschriebene, im ganzen nordöstlich streichende System von Falten und Schollen wird nach Südwesten zu, zwischen Lenkersdorf und Dittersdorf, fast in seiner ganzen Breite, nämlich mit Ausnahme seines südlichen Silurrandes, durch das von einem komplizierten Spaltensystem begrenzte Kambrium des Schnepfenberges und der Höhen im Osten von Dittersdorf abgeschnitten,

setzt sich aber jenseits dieses Bruchfeldes bis zur westlichen Sektionsgrenze bei Niederschlema fort, wo es sich auszuweiten scheint.

3. Trotz des zum Teil wieder höchst verwickelten, später noch näher zu behandelnden Aufbaues dieses südwestlichen Abschnitts der großen südlichen Falte gewährt ein Profil, das in der Nord-Süd-Richtung, quer zu dem hier herrschenden West-Ost-Streichen, aus der Gegend nördlich vom Löbnitzer Schießhause bis in die Nähe des unteren Bahnhofs in Nieder-Löbnitz gelegt wird, wieder das Bild einer Mulde mit überkippter Stellung ihrer Flügel.

Von der Umgebung des Sig. 534,9 an der nach Grüna führenden Straße nach Süden gehend, gelangt man aus dem Bereiche der kambrischen, nach Norden zu fallenden, tonschieferähnlichen Phyllite etwa 400 m nördlich des Schießhauses in einen vom Nordende Alberodas nach dem Löbnitztale zu sich erstreckenden Streifen von Schiefen mit untersilurischem Gepräge, ohne daß sich dabei ein plötzlicher Gesteinswechsel bemerklich machte, so daß also hier Kambrium und Silur nicht durch eine Verwerfung getrennt zu sein scheinen. Kurz vor dem Schießhause kreuzt man sodann ein hier durch zwei größere Brüche aufgeschlossenes, mächtiges Lager von schwarzen Kieselschiefern, die, obwohl vielfach gefaltet und von Verwerfungen durchsetzt, doch im ganzen unverkennbar west-östliches Streichen bei vorwiegendem nördlichen Einfallen besitzen und in der nordwestlichen Ecke des westlicheren Bruches an jenes Untersilur angrenzen. Ihre Zugehörigkeit zum Obersilur wird durch die von E. WEISE aufgefundenen, auf S. 46 angeführten Graptolithen bewiesen. Weitere Aufschlüsse in diesem Lager bieten sich in seiner westlichen Fortsetzung bei Alberoda, wo in einem dicht an der Straße angesetzten Bruche die Kieselschiefer regelmäßig unter 50° — 70° nach Norden einfallen. Im Liegenden dieses Obersilurs trifft man auf den Feldern namentlich an der Ostseite des Alberodaer Tales nochmals Schiefer des Untersilurs in einem nur gegen 100 m breiten Streifen an. Es scheint hier also das Obersilur in das Untersilur eingefaltet zu sein, falls nicht, was sich aber kaum sicher entscheiden läßt, streichende Verwerfungen auftreten.

Im Liegenden dieses Silurs folgt nun eine gegen 600 m breite, aus einem vielfachen Wechsel von Hornblendeschiefern und meist dunklen phyllitischen Schiefen bestehende Zone, die insbesondere im nördlichen Teile von Löbnitz an den nach Nordwesten zu

führenden Fußwegen, sowie hier und da an der Straße angeschnitten ist, petrographisch ganz dem unteren Mitteldevon entspricht und durchweg nördliches Fallen aufweist. Sie wird wieder regelmäßig unterlagert durch einen ebenso fallenden, sehr mächtigen Komplex von Hornblendeschiefen, die meist außerordentlich reich an Kalkmandeln sind und dadurch ein besonderes, in dieser Art nur im Devon anzutreffendes Gepräge gewinnen. Die Ausstrichsbreite dieser Hornblendeschieferzone beträgt in der Profillinie gegen 600 m, wird aber etwas weiter westlich noch größer. Südlich von ihr treten am westlichen Talgehänge in Nieder-Lößnitz abermals phyllitische Schiefer des unteren Mitteldevons auf, denen nördlich einfallende, oft Kalkspat führende Hornblendeschiefer eingelagert sind. Endlich folgen in deren Liegendem mit gleichgerichtetem, sehr steilem Fallen beim unteren Bahnhof Schiefer des Untersilurs als ein hier etwa 200 m breiter Streifen, während auf den Feldern westlich der Brückner-Mühle noch ein durch zahlreiche Bruchstücke von Kiesel-schiefern angedeutetes Vorkommen von Obersilur sich zwischen Devon und dieses Untersilur einschiebt. Die Grenze dieses Untersilurs gegen das Kambrium seines Liegenden bildet eine Verwerfungsspalte, welche sich östlich vom unteren Bahnhof in dem Hohlweg beim „B“ in „Bhf.“ sichtbar macht, indem hier auf dunkle, zum Teil ausgebleichte, typische Schiefer des Untersilurs, die reich an kleinen klastischen Muskovitblättchen sind, fast direkt, von ihnen nur durch einen wenig mächtigen, sehr verquarzten Schiefer getrennt, lichte glimmerige Phyllite des Kambriums folgen. Daß diese letzteren einem sehr hohen Horizont dieser Formation zuzuweisen sind, geht daraus hervor, daß weiter östlich in ihrem Streichen die für das oberste Niveau des Kambriums charakteristischen Phykodesschiefer auftreten (siehe S. 27).

Weiter westlich ist die durch das oben beschriebene Profil gegebene, eine west-östlich streichende Einmuldung kennzeichnende Reihenfolge Kambrium-Silur-Devon-Silur-Kambrium nicht mehr in dieser Vollständigkeit vorhanden. Die Ursache dieser Erscheinung ist die Existenz zweier langer Spaltenzüge, eines südlichen, ungefähr West-Ost-Richtung innehaltenden, der westlichen Fortsetzung der Verwerfung beim unteren Bahnhof, — und eines nördlichen, der von Südwesten nach Nordosten gerichtet ist, und der den östlich bis ostnordöstlich streichenden nördlichen Muldenflügel spitzwinkelig schneidet. Während die erstgenannte Spalte vom

Bahnhof bis etwa 400 m westlich der Brückner-Mühle zwischen Kambrium und Silur aufsetzt, tritt an ihr weiterhin im Alberodaer Tale und an der Mulde das Devon in direkten Kontakt mit dem Kambrium. Westlich der Mulde ist zwar die Spalte selbst unter Gehängelehm verborgen, doch zeigt die Karte, daß sie auch da erst eine fast rein westliche, bei Niederschlema sodann nach Südwesten umbiegende Richtung einhalten und mindestens sehr nahe an das Devon herantreten muß.

Die zweite, nördlichere Spalte erscheint in ihrem östlichen Beginne an der Ostseite von Alberoda dadurch angedeutet, daß auf die daselbst bei den Teichen südlich von „49“ anstehenden kambrischen Phyllite nach Süden zu fast direkt, nämlich nur durch die Alluvionen eines schmalen Tälchens von ihnen getrennt, die oben genannten, ebenfalls nach Norden fallenden obersilurischen Kieselschiefer folgen, also die weiter östlich, in der Umgebung des Löbnitzer Schießhauses, zwischen beiden vorhandene, einige Hundert Meter breite Zone von Untersilur hier fehlt. Schärfer, als es hier und auch zunächst am westlichen Talgehänge der Fall ist, spricht sich der weitere Verlauf der zweiten Spalte nach Südwesten auf der Höhe des Joches zwischen Alberodaer Tal und Mulde, und zwar schon topographisch, insofern aus, als daselbst das widerstandsfähigere Kambrium die leichter verwitternden Gesteine des Devons überragt. Direkt entblößt ist hier die Spalte an zwei Punkten, nämlich unweit der Hohen Warte, gegen 100 m östlich von Sig. 503,9, und am rechten Steilhange der Mulde gegenüber der Holzschleiferei an einem den Hang entlang führenden Waldwege etwa beim „zs“ in „Holzsch“. An der erstgenannten Örtlichkeit stehen an dem südlicheren der beiden Feldwege, dicht nördlich des „W“ in „Warte“ in kürzestem Abstände voneinander einerseits ostnordöstlich streichende, stark gepreßte und gefaltete kambrische Phyllite, andererseits südöstlich von diesen und durch eine quarzige Reibungsbreccie von ihnen getrennt ähnlich streichende Schiefer von devonischem Habitus an. Ebenso grenzen auch an der zweiten Stelle, wie später noch näher ausgeführt werden wird, devonische Gesteine direkt an solche des obersten Kambriums.

Auch jenseits der Mulde besitzt diese Verwerfung, soweit sich dies an den freilich nicht sehr zahlreichen Gesteinsentblößungen längs des Niederschlemaer Tales beurteilen läßt, im ganzen südwestliche Richtung, so daß sie hier unter spitzem Winkel mit der west-östlich

verlaufenden südlichen Spalte zusammentrifft, ein Umstand, der das keilartige Ausspitzen der Silur-Devon-Mulde in dieser Gegend bewirkt.

Die spezielleren Lagerungsverhältnisse in diesem unter 3. im allgemeinen beschriebenen südwestlichen Abschnitt des südöstlichen Faltenzuges werden in einem besonderen Kapitel später (S. 58) ihre Darstellung finden.

Zusammenfassung.

Die silurischen und devonischen Schichtensysteme der zwischen das Kambrium der nordwestlichen Sektionshälfte und dasjenige des südlichen Randgebietes eingesenkten Mittelzone gehören zwei im ganzen von Südwesten nach Nordosten streichenden Mulden an, welche in sich wieder mehr oder weniger komplizierte Falten-systeme mit gleichsinniger, nach Nordwesten oder Norden gerichteter, also überkippter Stellung ihrer Glieder repräsentieren — nämlich einer nordwestlichen, anscheinend nur silurische Schichten, und zwar solche des Unter- wie Obersilurs umschließenden, und einer südöstlichen, vorwiegend aus Silur und Devon, daneben aber auch aus Kambrium aufgebauten Mulde. Das erstere, nordwestliche Falten-system wird nach Nordwesten, also nach außen zu, durch eine fast streichende Verwerfung begrenzt, während es nach Südosten, also nach innen zu, mit dem kambrischen Sattel, der es von der südöstlichen Mulde trennt, wenigstens streckenweise regelmäßig verknüpft erscheint. Querbrüche schneiden es nach Südwesten wie nach Nordosten zu scharf gegen das Kambrium ab. Das südöstliche Falten-system, das ursprünglich schon einen verwickelteren Aufbau als jenes besaß, ist durch streichende und Quer-verwerfungen in hohem Grade zerschnitten und zerstückelt worden. Ein regelmäßiger Verband mit dem Kambrium seines Hangenden und Liegenden ist wohl streckenweise noch vorhanden, vielerorts aber wird die Grenze gegen letzteres durch Verwerfungen gebildet, welche bewirkten, daß an ihnen das Devon oder höhere Horizonte des Silurs in direkte Berührung mit dem Kambrium gelangten. Durch ein System von Querbrüchen wird diese südliche Falte wiederum in zwei durch Kambrium geschiedene Querstücke, ein südwestliches mit vorherrschend nahezu östlichem, und ein nordöstliches mit nordöstlichem Streichen zerlegt. Am Aufbau der ersteren, sich nach Westen zu stark verjüngenden Partie beteiligen sich fast ausschließlich das Silur und das Devon; an der Zusammensetzung des

letzteren nimmt auch das Kambrium teil, im Südwesten in Gestalt schmaler Rücken oder Schollen, im Nordosten als breiterer, zwischen Silur und Devon eindringender, mit der Spitze nach Südwesten gekehrter Keil, so daß nach Nordosten hin ein Ausspitzen des Silur-Devon-Systems im Kambrium angedeutet wird.

Faltung und Fältelung, Transversalschieferung und Runzelung, sowie Kluftbildungen als Wirkungen seitlichen Druckes.

Die starken Pressungen, denen die altpaläozoischen Schiefer bei der Aufrichtung des Gebirges unterlagen, zeigen sich nicht nur in der in ihren Hauptzügen eben geschilderten komplizierten Tektonik des ganzen Gebietes, sondern äußern sich auch in kleinerem Maßstabe durch Erscheinungen, die einesteils in Faltungen und Zerreißen einzelner Schichtenlagen oder von Komplexen solcher bestehen, andernteils sich auf Änderungen in der gegenseitigen Lage der kleineren Gesteinsteilchen beziehen (Transversalschieferung, Runzelung).

Faltungen der Schichten zeigen sich in großer Mannigfaltigkeit von flacher geschwungenen, wellenförmigen Biegungen bis zu den steilsten Mulden- und Sattelbildungen und oft in vielfacher, bei geringer Breite der Faltenschenkel schon im Handstück sich darbietenden Wiederholung. Gelegenheit, solche zu beobachten, bieten z. B. die Phyllitklippen zu beiden Seiten der Zwönitz in Nieder-Zwönitz, der Steinbruch bei Sig. 619,8 östlich der Straße Zwönitz—Affalter, der Eisenbahneinschnitt südlich des Großen Teiches bei Nieder-Zwönitz, derjenige beim Weißen Stein an der Mulde in seinem nördlichen Teile, ferner das östliche Ende der nördlich von Dorchemnitz verzeichneten Parzelle von Quarzitschiefer, ebenso der Anschnitt an der Nordseite des oberen Bahnhofes Löbnitz, wo die höchst verwickelten Faltungen der Silurschiefer mit Zerreißen verknüpft sind, desgleichen die Hornblendeschieferklippe nordwestlich hiervon bei Sig. 498,3, der östlichere der Kieselschieferbrüche beim Löbnitzer Schießhause, der große Schieferbruch bei Dreihansen, in dem die dunklen Dachschiefer wellenförmige Biegungen von größerer, nach Metern zu messender Breite aufweisen und die ihnen eingelagerten Phykodesquarzite an der westlichen Wand des Aufschlusses zu viel engeren, sehr steilen, ja überkippten Falten zusammengestaucht sind, schließlich der an

der Südseite von Dittersdorf bei Sign. 478,7 angesetzte Bahneinschnitt usw. Bei winziger, nur wenige Millimeter betragender Breite der Faltenschenkel kommt eine oft sehr zierliche Fältelung zustande, wie sie in den phyllitischen Schiefen zumal in der Nähe von Verwerfungen, z. B. in denen des Kambriums an der rechten Seite der Mulde gegenüber Niederschlema, ferner auch in den dünn und regelmäßig quarzitisches gebänderten Schiefen bisweilen hervortritt. Die Spaltflächen der Schiefer entsprechen wohl in vielen Fällen der Schichtung, oft aber schneiden sie auch die durch verschiedenfarbige Bänderung angedeutete Schichtung unter kleinerem oder größerem Winkel. Diese Transversalschieferung macht sich mit Ausnahme des Bereichs der stärker glimmerigen Phyllite mehr oder minder im ganzen Schiefergebiet der Sektion bemerklich. Ist neben ihr noch eine der Schichtung entsprechende Spaltbarkeit vorhanden, so entsteht eine stengelige oder scheitartige Absonderung, wie sie namentlich den Tonschiefern am äußeren Rande des kambrischen Areales häufig eigen ist, aber auch weiter im Inneren nicht fehlt.

Sehr oft zeigen die Spaltflächen der Schiefer eine zarte Runzelung, in manchen Fällen auch zwei sich kreuzende Runzelungssysteme.

Sehr allgemein verbreitet sind Klüfte, welche die Schieferung quer durchschneiden, und die bald so fein sind, daß sie kaum mit bloßem Auge wahrgenommen werden können und erst beim Zerbrechen hervortreten (sogenannte „Schnitte“), bald aber als deutlich klaffende, teils offene, teils mit Schieferletten, häufig auch mit derbem Quarz, lichtrötlichem, meist schon recht zersetztem Feldspat und Chlorit erfüllte Spalten entwickelt sind. Mit diesen Zerreißen der Schichtenbänke waren nicht selten Stauchungen und Aufblätterungen der Schichtenlagen verbunden, so daß Hohlräume entstanden, welche sich ebenfalls mit Quarz ausgefüllt zeigen.

Hat zugleich längs einer Kluft eine Verschiebung der durch sie getrennten Gebirgsteile stattgefunden, so entstand eine Verwerfung. Hierbei sind die Ränder der gegeneinander bewegten Gebirgsstücke häufig zu Schutt zerrieben worden und haben das Material zu einer das Vorhandensein einer Diskontinuität in der regelmäßigen Schichtenfolge anzeigenden Reibungsbreccie gegeben. Zugleich fand nicht selten bis zu einigem Abstand von der Spalte eine weitgehende innere Zerklüftung der Schiefer statt, so daß diese

beim Zerschlagen in lauter unregelmäßige, eckige oder schulpartige, von Sprüngen oder Gleitflächen begrenzte Stücke zerfallen. Jäher Wechsel der Schichtenstellung, außerordentlich starke Zusammenfaltungen und Stauchungen der Lagen, sowie Schleppungen der Gesteinsbänke an der Spalte selbst, ferner Verquarzung des Nebengesteins sind weitere Erscheinungen, die das Auftreten von Verwerfungen kennzeichnen. Welche hervorragende Rolle sie in der Tektonik von Sektion Löbnitz-Zwönitz spielen, zeigt ein Blick auf die Karte, obwohl auf dieser nur die wichtigsten verzeichnet werden konnten.

Kristallinität der altpaläozoischen Schiefer im äusseren Kontakthofe des Gneislakkolithen. Knoten- und Fruchtschiefer.

Wie auf S. 1 bemerkt, gelangt an den altpaläozoischen Schiefeln auf Sektion Löbnitz-Zwönitz ebenso wie auf den Nachbarsektionen eine im allgemeinen von Nordwesten nach Südosten, nämlich nach dem Gneislakkolithen hin erfolgende Zunahme der Kristallinität der Gesteine zum Ausdruck, so daß die Schiefer des Kambriums am Südrande und in der südöstlichen Ecke der Sektion als glimmerige Phyllite erscheinen, wogegen sie in dem nordwestlichsten Gebiet ihren ursprünglichen Charakter als Tonschiefer kaum eingebüßt haben. Analoges zeigt sich an den silurischen und devonischen Schiefeln der Mittelzone, nur kann der Unterschied in der Kristallinität hier schon aus dem Grunde nicht gar so bedeutend sein, weil sich diese Formationen nicht weit nach dem Inneren des Schiefermantels zu erstrecken.

Ungefähr parallel mit der stärkeren Ausprägung des kristallinen Gefüges geht die Zunahme der Größe der den Phylliten stellenweise reichlich eingestreuten Kristallkörner von Albit. Während diese im Südosten Erbsengröße erreichen können, werden sie nach Nordwesten zu immer kleiner, um schließlich im Bereiche der nicht veränderten Tonschiefer ganz zu verschwinden.

Ungleich seltener als Albit sind andere, bei der Metamorphose der Schiefermasse neu gebildete Mineralien von makroskopischer Größe. Ein dem Chloritoid nahe stehendes oder mit ihm identisches Mineral fand sich ganz lokal in phyllitischen Schiefeln des Devons (vgl. S. 54).

Eine auffällige, auf die dunkler gefärbten Schiefer des Silurs und Devons beschränkte Erscheinung bilden die an nicht wenigen Stellen auftretenden, S. 44 noch besonders zu beschreibenden Knoten- und Fruchtschiefer, deren auf der Karte nur zum Teil angedeutete weite Verbreitung einen genetischen Zusammenhang mit dem Granit von Aue oder einem anderen der Granitstöcke des Nachbargesbietes als ausgeschlossen erscheinen läßt.

I. Das Kambrium.

Das Kambrium baut sich vorwiegend aus phyllitischen Schiefen auf, denen Einlagerungen von Quarzitschiefern, sowie von schieferigen und körnigen Hornblendegesteinen zwischengeschaltet sind. Der petrographische Charakter der ersteren schwankt zwischen dem eines glimmerigen Phyllits einerseits und dem eines gewöhnlichen Tonschiefers andererseits, und zwar läßt sich hiernach das kambrische Areal in zwei, jedoch in keinerlei Weise schärfer geschiedene Zonen zerlegen, — eine südöstliche, innere, dem Gneislakkolithen nähere, die Zone der glimmerigen Phyllite, die jenseits der südlichen und östlichen Sektionsgrenze ganz allmählich in Glimmerschiefer übergehen, und eine nordwestliche, äußere Zone, die der tonschieferartigen Phyllite und Tonschiefer. Als ganz ungefähre Grenzlinie zwischen beiden kann der Südrand der großen Silur-Devon-Mulde angenommen werden. Zuzolge der den Aufbau des ganzen Schiefersystems beherrschenden Faltungen entspricht diese Gliederung des Kambriums nach der stärkeren oder schwächeren Kristallinität seiner Schiefer keineswegs zugleich einer solchen nach dem geologischen Alter, vielmehr sind es ja, wie zum Teil schon S. 11 dargetan, gerade die Vertreter des obersten Kambriums, des Phykodeshorizonts, welche weit vom Nordrande des kambrischen Areals entfernt im Innern des Gebietes auftreten und noch in erheblichem Maße an der Zusammensetzung der Zone der glimmerigen Phyllite teilnehmen.

Überhaupt dürfte der im großen und ganzen (von den durch die verschiedene Stärke der kristallinen Umwandlung bedingten Differenzen abgesehen) sich recht gleich bleibende Habitus, den die kambrischen Schiefer mit ihren Einlagerungen innerhalb der ganzen Sektion bewahren, wohl darauf hindeuten, daß dieselben nur einem einzigen Niveau dieser Formation, dem thüringisch-vogtländischen oberen Kambrium angehören.

1. Die lichten tonschieferartigen Phyllite und Tonschiefer (cb).

Die lichten tonschieferartigen Phyllite besitzen feinkörnig-schuppiges, schwach kristallines Gefüge, nur geringen, als seidenartig zu bezeichnenden Glanz, und vorwiegend grünlichgraue oder bläulichgraue, seltener rötliche oder violette Färbung*). Sie spalten meist in dünnen Lagen. Dickschiefriger Habitus wird, soweit derselbe primärer Natur ist und nicht durch griffel- oder scheitförmige Absonderung bedingt wird, in der Regel durch beträchtlicheren Gehalt der Schiefer an Quarz erzeugt, sei es, daß dieses Mineral mehr gleichmäßig in der Schiefermasse verteilt ist, oder feinkörnige Schmitzen und Lagen zusammensetzt, welche von Schieferhäuten umflasert werden. Auch ein besonders reichlicher Gehalt an Chlorit führt mitunter ein mehr grobschiefriges Gefüge mit sich. Nicht selten kommt dadurch eine Bänderung zustande, daß dünne Schieferlagen von etwas abweichender Färbung, mit der zugleich oft eine durch größeren oder geringeren Quarzgehalt bedingte Verschiedenheit in der Härte verbunden ist, einen regelmäßigen Wechsel bilden. Wenn die Kristallinität noch mehr zurücktritt, das Gestein damit eine makroskopisch dicht erscheinende, stumpfe Beschaffenheit annimmt, auch wohl auf den Spaltflächen sich winzige Muskovitblättchen einstellen, gehen die tonschieferartigen Phyllite in gewöhnliche Tonschiefer über, die naturgemäß in dem etwa 2—3 km breiten äußeren (nördlichen) Rand dieser Zone vorzugsweise verbreitet sind, aber hier und da auch schon im Innern vorkommen. Die kartographische Abgrenzung der letzteren von den tonschieferartigen Phylliten erwies sich also schon aus diesem Grunde untunlich, ganz abgesehen davon, daß eine solche durchaus von subjektivem Ermessen abhängig gewesen wäre. Doch sei angeführt, daß die Transversalschieferung und die stengelige oder scheitartige Absonderung, sowie die Bänderung an den Tonschiefern des Nordrandes der kambrischen Zone ganz besonders gewöhnlich und auffällig ausgeprägt sind, und daß die rötlich-violette Färbung hier, insbesondere in der Gegend von Hartenstein, in größerer Verbreitung als weiter sonst anzutreffen ist.

In den tonschieferartigen Phylliten machen sich vielerorts innerhalb der Schiefermasse Einsprenglinge von Feldspat bemerklich,

*) Dunkelgraue bis schwärzliche Varietäten der tonschieferartigen Phyllite, die stellenweise zu größerer Bedeutung gelangen, werden, da sie im Sektionsgebiet auf einen bestimmten geologischen Horizont der Formation beschränkt zu sein scheinen, unter 3. eine besondere Besprechung erfahren.

welche da, wo sie noch frisch sind, z. B. in den kambrischen Schiefern im Bahneinschnitt südlich des Großen Teiches, den unten zu besprechenden Albiten der glimmerigen Phyllite völlig gleichen. Jedoch besitzen sie eine geringere Größe und treten daher oft erst unter der Lupe hervor, sind aber gewöhnlich in großer Menge vorhanden.

Da, wo das vorherrschend dünnschiefrige Gefüge der tonschieferartigen Phyllite zugleich mit ebenflächiger und infolge der sehr gleichmäßigen Wirkung des seitlichen, auf die Ausprägung einer Transversalschieferung gerichteten Druckes sehr vollkommen ausgebildeter Spaltbarkeit verbunden ist, entstehen Dachschiefer. Diese haben ihre Hauptentwicklung in den inneren Teilen der kambrischen Zone in der Umgebung von Löbnitz, Affalter und Dittersdorf gefunden und sind ihrer technischen Verwendbarkeit halber der Gegenstand eines zeitweise sehr intensiv betriebenen Abbaues gewesen, von dem noch imposante Haldenzüge zeugen. Mit den Bedingungen für die Entstehung der Dachschiefer hängt es zusammen, daß diese Vorkommnisse nicht weit fortsetzende, dem allgemeinen Streichen folgende Zonen zusammensetzen, sondern mehr unregelmäßig begrenzt sind. Dementsprechend ist auch die Mächtigkeit der Dachschieferlager sehr verschieden. Sie beträgt indessen, wenn man nur die vollständig aus Dachschiefer bestehenden Partien rechnet, selten mehr als einige Meter. Begreift man jedoch unter Dachschieferlager einen Komplex von derartigen brauchbaren, aber durch mehr oder weniger mächtige Zwischenmittel getrennten Partien, so läßt sich als größte beobachtete Mächtigkeit etwa eine solche von 60 m angeben.

Eine spezielle Beschreibung der auf die Ausbeutung dieser Dachschiefervorkommnisse gegründeten Industrie, welche bereits gegen Anfang des 17. Jahrhunderts bestand, ihren Höhepunkt in den sechziger und siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts unter der „Sächsischen Schieferbruch-Compagnie“ erreichte, aber nach der im Jahre 1882 erfolgten Auflösung dieser Gesellschaft bald zum Erliegen kam, findet sich in der 1. Auflage dieser Erläuterungen, S. 30 ff. *)

Nicht selten stellen sich auf den Spaltflächen der Dachschiefer eigentümliche, flach knieförmige Biegungen ein, die darin bestehen, daß die Schieferung plötzlich in stumpfem Winkel auf etwa 1—2 cm

*) Vgl. ferner hierzu: H. MÜLLER, Über die Dachschieferbrüche in der Nähe von Löbnitz, Jahrbuch für den Berg- und Hüttenmann 1854; H. FISCHER, Technologische Studien im sächsischen Erzgebirge, Leipzig 1878; O. HERRMANN, Steinbruchindustrie und Steinbruchgeologie, Berlin 1899, S. 272—276.

Erstreckung umbiegt, um sodann wieder in der vorherigen Richtung fortzusetzen. Die Längsausdehnung dieser Knickungen zeigt einen unregelmäßig gebogenen Verlauf und läßt keine Beziehung zur Streich- und Fallrichtung der Schiefer erkennen.

Als Druckerscheinungen sind wohl auch die im Bruche bei Sig. 551,1 unweit Löbnitz (dem sogenannten Kommunebruch) hier und da zu beobachtenden, früher als *Fucoiden**) gedeuteten wulstförmigen Erhöhungen von zum Teil stielartiger Form aufzufassen, welche mitunter ebenso wie die Schieferungsflächen des Gesteins eine feine Fältelung aufweisen. Dafür spricht unter anderem der Umstand, daß die Schieferungsflächen, denen jene Gebilde angehören, transversale sind und von der wahren Schichtung in wechselnden, nicht unbeträchtlichen Winkeln geschnitten werden.

Mikroskopische und chemische Zusammensetzung der tonschieferartigen Phyllite.

Als feinere Bestandteile der Schiefermasse der tonschieferähnlichen Phyllite haben sich 1. Chlorit, 2. ein zur Gruppe der Kaliglimmer gehöriges Mineral, 3. Quarz und zum Teil auch Feldspat ergeben. Diesen gesellen sich als unwesentlichere Bestandteile Rutilnadelchen**), Turmalin und Eisenglanzpartikelchen bei. Die chemische Untersuchung eines hellgrünen Dachschiefers aus dem Hasenschwanzbruche nördlich von Löbnitz ergab folgendes Resultat:

Analyse des grünen dachschieferartigen Phyllits vom Hasenschwanzbruche (nach K. DALMER).

	Si O ₂ u. Ti O ₂ in Spuren	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	Glüh- ver- lust	Summa
Durch Salzsäure zersetzbarer Anteil	6,78	5,45	5,22	0,55	0,21	1,33	0,34	—	2,21	22,09
Durch Schwefelsäure zersetzbarer Anteil***)	20,32	15,47	0,85	—	—	0,98	2,61	0,69	2,01	42,93
Von beiden Säuren unzersetzbare Rest	31,02	1,81	0,76	—	—	—	0,51	—	—	34,10
Gesamtzusammensetzung	58,12	22,73	6,83	0,55	0,21	2,31	3,46	0,69	4,22	99,12

*) H. B. GEINITZ, Sitzungsber. der naturwiss. Ges. Isis, Dresden, Jahrg. 1871, S. 1.

**) Vgl. A. SAUER, Neues Jahrb. für Mineral. usw., Jahrg. 1881, I, S. 227.

***) Die Aufschließung wurde in einem zugeschmolzenen Glasrohre bei 210° C. ausgeführt.

Sonach besteht der grüne dachschieferartige Phyllit des Hasenschwanzbruches aus 22,09% Chlorit, 42,93% eines zur Gruppe der Kaliglimmer gehörigen Minerals und 34,10% Quarz mit etwas Feldspat, ein Verhältnis, das naturgemäß bei den verschiedenen Vorkommnissen mehr oder weniger schwanken kann. Über die Zusammensetzung des dunklen Dachschiefers von Dreihansen vgl. S. 26.

Bei mikroskopischer Untersuchung der tonschieferähnlichen Phyllite ergibt sich, daß das durch Schwefelsäure zersetzbare glimmerige Mineral in kleinen, farblos durchsichtigen, verschwommen begrenzten Schüppchen auftritt, die vorwiegend eine unter sich sowie den Schieferungsflächen im großen und ganzen parallele Anordnung aufweisen und die somit in senkrecht zur Schieferung geschliffenen Präparaten als sehr feine, innig miteinander verflaserte Leisten und Fäserchen erscheinen.

Der von Salzsäure zersetzbare chloritische Bestandteil wird durch eine grüne, deutlich pleochroitische Substanz repräsentiert, welche teils winzige, den Glimmerlamellen konkordant sich einfügende Linsen bildet, teils in unregelmäßigen, die Schieferung durchquerenden Schüppchen und Blättchen auftritt. Die hier und da aus dem Gewebe dieser lamellaren Gemengteile insbesondere in Querschliffen deutlich hervortretenden Quarzkörnchen besitzen zum Teil gleichfalls lentikuläre, zum Teil unregelmäßig und verschwommen begrenzte Formen.

Bezüglich der untergeordneteren Gemengteile ist noch zu bemerken, daß die Rutilnadelchen bei den tonschieferähnlichen Phylliten weit zahlreicher und allgemeiner verbreitet sind als bei den glimmerigen Phylliten, und daß die gleichfalls in keinem Präparate fehlenden Eisenglanzpartikelchen teils größere opake Körnchen, teils feinere, rötlich durchscheinende Blättchen bilden.

Am häufigsten ist den tonschieferähnlichen Phylliten eine hellgrünlichgraue bis lichtgraue Färbung eigen. Abweichende Nuancen werden durch stärkeres Hervortreten des Eisenglanzes oder des Chlorits bedingt. Dunkelgraue oder dunkelbläulichgraue Abänderungen entstehen bei reichlicherem Vorhandensein von opaken Eisenerzkörnchen, dunkelgraugrüne, wenn zugleich auch Chlorit an Menge zunimmt, violette, wenn der Eisenglanz in zahllosen winzigen, rötlich durchscheinenden Blättchen zugegen ist.

2. Die lichten glimmerigen Phyllite (normale Phyllite) (*cbp*).

Die normalen glimmerigen Phyllite besitzen lichtölgrüne bis lichtgraue Farbe und unterscheiden sich von den tonschieferartigen

Phylliten durch die größere Kristallinität und den daher lebhafteren, fast metallischen Glanz. Ihrer Zusammensetzung nach bestehen sie aus chloritischen oder glimmerigen Mineralien und Quarz, denen sich oft Feldspat als Albit in beträchtlicher Menge zugesellt.

Die Anwesenheit eines chloritischen und eines glimmerartigen Mineralen ergibt sich zunächst aus der chemischen Untersuchung. Die möglichst rein ausgesuchte glimmerige Schiefermasse eines Feldspat führenden Phyllits von der Südostecke der Sektion enthält (nach K. DALMER):

1. ein durch Salzsäure zerlegbares Silikat von folgender Zusammensetzung:

Si O ₂	25,36 %
Al ₂ O ₃	22,92 „
Fe ₂ O ₃	28,50 „
Ca O	2,01 „
Mg O	8,42 „
H ₂ O	10,12 „
	<hr/>
	97,33 %

2. ein von Salzsäure nicht, von Schwefelsäure schwierig und nur unter Anwendung von höherem Drucke vollständig zersetzbares Silikat, welches besteht aus:

Si O ₂	44,30 %
Al ₂ O ₃	34,01 „
Fe ₂ O ₃	3,41 „
Mg O	0,83 „
K ₂ O	10,13 „
Na ₂ O	0,82 „
H ₂ O	4,51 „
	<hr/>
	98,01 %

Der erstere Bestandteil steht, wie man sieht, bezüglich seiner Zusammensetzung dem zur Chloritgruppe gehörigen Delessit nahe, der letztere stimmt völlig mit dem Kaliglimmer, insbesondere dem Damourit, überein. Beide beteiligen sich in dem Verhältnisse 24,02 (No. 1) : 74,13 (No. 2) an der Zusammensetzung des Gesteins.

Unter dem Mikroskope erscheinen diese glimmerig-chloritischen Mineralien in Gestalt von innig miteinander verfilzten und verflaserten Blättchen und Schüppchen, welche teils farblos, teils von lebhaft grüner Farbe sind. Erstere gehören zweifelsohne den allein

durch Schwefelsäure zerlegbaren Bestandteilen an, während die in manchen Präparaten sehr reichlich auftretende grüne Substanz nicht ausschließlich als Chlorit zu betrachten, sondern, wie sich aus deren teilweiser Widerstandsfähigkeit gegen kochende Salzsäure ergibt, wahrscheinlich als grüner Glimmer aufzufassen ist.

Der Quarz erscheint teils in kleinen, mit dem Chlorit und Glimmer eng vergesellschafteten, unregelmäßig begrenzten, mikroskopischen Körnchen, teils tritt er als feinkörniger grauer Quarzit in schwachen Lagen auf, die unter dem Mikroskop bei gekreuzten Nikols infolge ihrer Zusammensetzung aus zahlreichen, unregelmäßig begrenzten Körnchen ein buntes Mosaikbild gewähren. Außerdem stellen sich aber gewöhnlich in diesen Quarzphylliten bis mehrere Zentimeter dicke Linsen von derbem weißem Quarz ein, die zuweilen mit rötlichem, in der Regel nicht mehr ganz frischem Feldspat vergesellschaftet sind, und welche oft eine deutliche Abgrenzung gegen jene primären quarzitären Lagen wahrnehmen lassen. Gleich diesen liegen sie zwar auch meist der Schichtung parallel, mitunter jedoch quer zu derselben, sind also sekundärer Entstehung.

Solche quarzreiche Phyllite sind stets dickbankig abgesondert, besitzen bei größerem Reichtum an den genannten Quarzlinsen grobflaserige Struktur und pflegen, da sie schwer verwittern, an Talgehängen oder auf den Gipfeln von Erhebungen als felsige Klippen oder Kämme aus dem Boden hervorzuragen. Da, wo die quarzitären Lagen und Quarzlinsen zurücktreten oder völlig fehlen, weist das Gestein eine mehr oder weniger dünn- und ebenschieferige Struktur auf und wird dann den tonschieferartigen Phylliten recht ähnlich.

Sowohl in den quarzreichen, als auch in den quarzärmeren glimmerigen Phylliten stellt sich an vielen Orten makroskopisch wahrnehmbarer Feldspat in bis erbsengroßen Körnern als Gemengteil ein. Derselbe findet sich jedoch fast niemals auf größere Erstreckung gleichmäßig im Gestein verteilt, sondern tritt meist nur in unregelmäßig wolkigen Partien innerhalb des Phyllits auf. Nicht selten nimmt man an einem und demselben Handstück wahr, daß an der einen Stelle die Feldspäte nur ganz vereinzelt und durch weite Zwischenräume voneinander getrennt erscheinen, während sie an anderen Punkten plötzlich so zahlreich werden, daß die glimmerig-chloritischen Bestandteile fast ganz zurücktreten und die Feldspatkörnchen sich gegenseitig berühren, wobei die Schichtflächen des Phyllits eine eigentümliche, körnelig-rauhe Beschaffenheit erlangen.

Unter dem Mikroskop zeigen sich die Feldspäte stets unregelmäßig begrenzt und häufig mit einem zackigen, gleichsam zerfressen aussehenden Rande versehen. Die Chlorit- und Glimmerfasern biegen sich bald um die Feldspatindividuen herum, bald stemmen sie sich gegen dieselben an. Obwohl polysynthetische Zwillingsstreifung nicht beobachtbar ist, erweist sich dieser Feldspat doch als triklin, und zwar entspricht seine Zusammensetzung vollständig derjenigen des Albits. Eine mit möglichst rein ausgesuchtem und möglichst frischem Materiale ausgeführte Analyse ergab (nach K. DALMER) folgendes Resultat:

SiO ₂ (aus dem Verlust bestimmt)	69,09 %
Al ₂ O ₃ (und Spur Fe ₂ O ₃)	19,01 „
Na ₂ O	10,11 „
K ₂ O	1,79 „
	100,00 %

Das spezifische Gewicht, welches mittels Schwebens in Kaliumquecksilberjodidlösung bestimmt wurde, schwankte bei vier verschiedenen Vorkommnissen zwischen 2,608 und 2,611.

Sehr häufig sind allerdings die Albite nicht mehr sehr frisch, sondern oft erscheinen sie zu einer mehligem, weißen oder ockerbraunen Masse zersetzt.

In der Verbreitung dieser Albitphyllite (*f*) ist eine Gesetzmäßigkeit auf Sektion Lößnitz-Zwönitz nicht nachzuweisen. Ein Unterschied zwischen Vorkommnissen aus tieferem und solchen aus höherem Niveau innerhalb der Zone der glimmerigen Phyllite besteht nur darin, daß in letzteren die Albite eine geringere, die eines Stecknadelkopfes nicht überschreitende Größe besitzen. Die gröber körnigen, liegenderen Albitphyllite sind z. B. im Zwönitztale nahe der Ostgrenze der Sektion anstehend zu beobachten. Außer durch besondere Frische sowie lebhaften Glasglanz der Albite zeichnen sie sich noch dadurch aus, daß sie zugleich auch als Quarzphyllit entwickelt sind, und zwar nimmt der Quarzgehalt stellenweise derart überhand, daß Übergänge in Quarzitschiefer entstehen. Hangendere, der Grenze gegen die tonschieferartigen Phyllite nähere Vorkommnisse von Albitphyllit sind z. B. durch die Bahneinschnitte dicht unterhalb der Brückner-Mühle bei Nieder-Lößnitz, ferner durch die Schieferbrüche bei Dreihansen und durch einen Anbruch an einer östlich von diesem Orte gelegenen Klippe aufgeschlossen.

Für albitfreie Quarzphyllite, die mit den Albitphylliten durch ganz allmähliche Übergänge im Streichen sowohl, als senkrecht dazu auf das engste verknüpft sind, bieten insbesondere der Ziegenberg bei Zwönitz, die Gegend südlich vom Ostende von Dittersdorf, sowie die Höhen südlich der Dreihansener Schieferbrüche gute Beobachtungspunkte.

Was die akzessorischen Bestandteile der glimmerigen Phyllite anlangt, so ist zunächst als selten fehlend der Turmalin hervorzuheben, dessen kaum 0,1 mm lange, also nur mikroskopisch wahrnehmbare, scharf ausgebildete, säulenförmige Kriställchen, wenn auch spärlich, so doch fast in jedem Präparate zu beobachten sind. Bemerkenswert ist, daß dieselben nicht bloß in der glimmerig-chloritischen Phyllitmasse, sondern auch mitten in den Albiten der Albitphyllite auftreten. Weit seltener ist der Granat, von dem nur ab und zu in Albitphylliten makroskopische Körnchen beobachtet wurden. Die in den tonschieferartigen Phylliten so verbreiteten Rutilnadelchen kommen in den glimmerigen Phylliten viel spärlicher vor und fehlen in Proben aus den tieferen Schichten derselben mitunter fast ganz. Erst mehr nach oben zu stellen sie sich etwas häufiger ein. Durch verhältnismäßige Größe, sowie durch besonders intensive rotgelbe Farbe ausgezeichnet, fanden sie sich beispielsweise in Präparaten eines aus der Nähe des südlichen Teils von Alberoda stammenden Phyllits. Die Eisenerzpartikelchen gehören teils zum Magnet- und Titaneisen, teils zum Eisenglanz. Sie treten nie in größerer Menge gleichmäßig im Gesteine verteilt auf, sondern erscheinen nur sporadisch.

Die Umwandlungen, welche die glimmerigen Phyllite im Umkreis des Granitstocks von Aue durch die Kontaktwirkung des Granits erfahren haben, werden im Zusammenhange mit diesem ihre Darstellung finden.

3. Dunkle tonschieferartige bis glimmerige phyllitische Schiefer des Kambriums (φ).

In der Regel treten in dem stratigraphisch höchsten Horizonte des Kambriums, also nahe der Grenze gegen das Untersilur, streckenweise oder mehr örtlich dunkelgraue bis schwärzliche phyllitische Schiefer auf, die in inniger Verknüpfung mit den normalen Phylliten des Kambriums stehen, ihrem Habitus nach jedoch bisweilen schon

an das Silur gemahnen. Hier und da sind solche innerhalb der Mittelzone oder an deren nördlicher Grenze anzutreffen, so kommen sie z. B. im Kambrium des Bahneinschnittes südwestlich von Sig. 569,0 bei Lenkersdorf vor, und zwar direkt im Hangenden der auf S. 8 erwähnten Verwerfung, die das Kambrium vom Obersilur scheidet, ferner trifft man sie in einzelnen Klippen am rechten Muldenufer gegenüber der Mündung des Niederschlemaer Tales. Nordwestlich von Lenkersdorf sind in der Umgebung des Sig. 625,1 im Gebiete des normalen Kambriums einige alte Brüche in ähnlichen dunklen Schiefen angesetzt. In dem gegen 100 m nordöstlich dieses Signals gelegenen Bruche werden diese dunklen Schiefer von lichten Phylliten unterlagert. Die vorhandenen Aufschlüsse genügen jedoch nicht, um mit Sicherheit zu entscheiden, ob die dunklen Schiefer noch dem Kambrium oder vielmehr einem durch Einfaltung oder Verwerfungen in das kambrische Territorium eingesenkten silurischen Komplex angehören, weswegen von einer Darstellung dieser Partie auf der Karte Abstand genommen wurde. In einem ausgedehnteren Streifen treten die dunklen Schiefer innerhalb des die nördliche Silurmulde von der südlichen Silur-Devon-Falte trennenden Kambriums bei Dorfchemnitz zwischen dem vom Großen Teich kommenden Tale und der östlichen Sektionsgrenze auf. Sie führen daselbst die im folgenden zu besprechenden Phykodesquarzite und müssen daher zum Kambrium gezogen werden.

Ihre Hauptverbreitung gewinnen die dunklen Schiefer jedoch südlich der Mittelzone zwischen Dreihansen und Kühnhaide und bilden hier mehrfach das direkte Liegende des Untersilurs. Vorzüglich aufgeschlossen sind sie zumal im Süden von Dreihansen, wo sie infolge ihrer Ausbildung als Dachschiefer lange Zeit hindurch abgebaut wurden. Sie besitzen hier vorwiegend nur den schwächeren Glanz und die geringere Kristallinität, bisweilen auch die Transversalschieferung der tonschieferartigen Phyllite, zeigen sich aber mit den normalen glimmerigen, oft albitführenden Phylliten durch Wechselagerung und petrographische Übergänge aufs engste verbunden und erweisen sich gleich diesen durch die ihnen eingeschalteten Phykodesquarzite als zum Kambrium gehörig.

Nach K. DALMER*) besteht der dunkle Dachschiefer von Dreihansen aus 26,88 % Chlorit, 32,92 % Glimmer und 40,30 % Quarz,

*) 1. Auflage dieser Erläuterungen, S. 12.

ist also reicher an Chlorit und Quarz, hingegen ärmer an lichtem Glimmer als der grüne Dachschiefer des Hasenschwanzbruches (vgl. S. 20). Weiter östlich sind solche dunkle Schiefer, die hier zum Teil mit lichten Phylliten wechsellagern, durch die Zwönitz-Scheibenberger Bahnlinie durchschnitten. An der Ostgrenze der Sektion sind sie hingegen nur ganz lokal vorhanden.

Phykodesquarzite (*φφ*). Das höchste Niveau des Kambriums kennzeichnen die bereits mehrfach erwähnten, stratigraphisch wichtigen, nach ihrer lokalen Führung von *Phycodes circinatus* Richt. kurz als Phykodesquarzite bezeichneten Gesteine. Sie sind auf Sektion Lößnitz-Zwönitz namentlich im Bereiche der dunklen Phyllite weit verbreitet und bestehen aus einem vielfachen Wechsel von dünnen, selten über 5 mm dicken Lagen oder flachen Linsen eines sehr gleichmäßig feinkörnigen, farblosen oder weißlichen Quarzits einerseits und von zarten weißlichen bis lichtgrauen oder auch dunkelgrauen bis fast schwärzlichen, meist eine deutliche Runzelung aufweisenden phyllitischen Häuten von oft verhältnismäßig starkem Glanze andererseits. Nicht selten zeigen sie sich von Faltungen betroffen, durch welche ihre Lagen, wie schon im Handstück zu bemerken ist, zu steilen bis überkippten Sätteln und Mulden zusammengeschoben worden sind. Anstehend sind diese quarzitischen Schiefer an der Südseite der Silur-Devon-Mulde namentlich in dem größten der Brüche bei Dreihansen zu beobachten, und zwar an dessen Westseite bis zu 0,5 m mächtig innerhalb der dunklen Dachschiefer, ferner in deren Liegendem an der Südwestecke des Aufschlusses, wo ein 5—6 m mächtiger Schieferkomplex sich aus einem höchst regelmäßigen, bandstreifigen Wechsel zarter, ebenflächiger Lagen von feinkörnigem Quarzit und solchen von grünlichgrauem Phyllit aufbaut. Auch in dem nördlich anstoßenden kleineren Bruche, sowie am linken Gehänge des östlich von Dittersdorf gelegenen Tälchens, endlich in den Einschnitten der Zwönitz-Scheibenberger Bahnlinie sind die Phykodesquarzite anstehend anzutreffen und in zum Teil zahlreichen Bruchstücken an den auf der Karte angegebenen Stellen aufzufinden.

In dem großen Bruche bei Dreihansen entdeckte E. WEISE an der Oberfläche eines angewitterten Haldenstückes ein größeres Exemplar von *Phycodes circinatus* Richt. Andeutungen dieses Fossils wurden auch an Lesesteinen in dem südlich davon gelegenen Terrain wahrgenommen.

Eine nicht so ausgedehnte Verbreitung wie an der Südseite der Mittelzone erlangen die Phykodesquarzite innerhalb und am Nordrande derselben. Außer in der Zone der dunklen Schiefer bei Dorfchemnitz scheint ihr Vorkommen sich mehr auf einzelne Örtlichkeiten zu beschränken. Anstehend sind sie in dem S. 6 erwähnten Bahneinschnitt westlich von Affalter, und zwar direkt an der Westseite der hier Kambrium und Silur scheidenden Verwerfung zu beobachten, ferner in dem Bahneinschnitt südöstlich von Sig. 521,1 bei Lenkersdorf, wo sie nahe der Basis des Kambriums in einer nur 1—2 dm betragenden Mächtigkeit auftreten, sodann an einzelnen Felsklippen am rechten Steilgehänge der Mulde gegenüber der Holzschleiferei oberhalb von Niederschlema, und zwar innerhalb der hier das höchste Kambrium repräsentierenden lichten, auf den Schichtflächen häufig mit glänzenden serizitischen Häuten ausgestatteten Phyllite.

Einlagerungen im Kambrium.

1. Quarzitschiefer (*q*).

Die hier zu besprechenden Gesteine unterscheiden sich von den eben beschriebenen quarzitischen Schiefen der Phykodeszone zunächst dadurch, daß in ihnen die feinkörnige, sehr kompakte Quarzitmasse in viel ausgesprochenerer Weise vorherrscht. Die Glimmermineralien sind nämlich bei den Quarzitschiefern nicht wie bei den Phykodesquarziten zu phyllitischen oder serizitischen, mit den schwächtigen Quarzitlagen wechselnden Häuten verwoben, sondern treten nur in isolierten Schüppchen oder Aggregaten von solchen auf, welche die 2—5 mm starken Lagen des weißlichen bis grauen Quarzits voneinander trennen und dadurch die Spaltbarkeit des Gesteins bedingen. Während ferner die Phykodesquarzite nur wenig mächtige und nicht weit fortsetzende Einlagerungen bilden, erlangen die in Rede stehenden Quarzitschiefer nach Mächtigkeit und Erstreckung der aus ihnen bestehenden Komplexe eine unverhältnismäßig größere und selbständige Bedeutung im Aufbau der kambrischen Schichtenreihe.

Eine wesentliche Verschiedenheit zwischen der petrographischen Beschaffenheit der Quarzite innerhalb der tonschieferartigen und derjenigen innerhalb der glimmerigen Phyllite ist nicht vorhanden, wenn sich auch erstere von letzteren mitunter durch etwas gröberes

Korn und durch die häufig etwas dunklere, bläulichgraue Färbung auszeichnen.

Unter dem Mikroskop zeigen die Quarzitlagen nach K. DALMER eine feinkörnige, aus Quarz, farblosen und grünlichen, glimmerig-chloritischen Mineralien, sowie vielen Eisenoxydpartikelchen bestehende Grundmasse. In dieser liegen zahlreiche, bis 0,2 und 0,3 mm messende, stets unregelmäßig rundlich begrenzte Quarzkörnchen, die zum Teil reich an Poren und Flüssigkeitseinschlüssen sind und in ihren auffälligen klastischen Formen lokal auch schon unter der Lupe dem Auge entgegentreten, so z. B. in dem westlich von Brünlos an der Ostseite der Straße aufgeschlossenen Quarzit. Akzessorisch stellen sich Magneteisen und in mikroskopischer Kleinheit eckige Kristallkörnchen von Turmalin und Rutil ein.

Das Gestein setzt dünnere oder dickere, in der Regel ebenplattig spaltende Bänke mit je nach dem größeren oder geringeren Glimmergehalt mehr oder weniger deutlich ausgeprägter schieferigen Struktur zusammen. Dadurch, daß die quarzitischen Lagen an Dicke immer mehr abnehmen und zugleich die Glimmerschüppchen, welche die Schichtungsflächen bedecken, sich zu zusammenhängenden Häuten vereinigen, wird der Übergang zum Phyllit hergestellt.

Die Quarzitschiefer bilden bald dickere, linsenförmig anschwellende (Hirnschädel), bald schmälere, langgestreckte und bisweilen (im Südwesten der Sektion) in nahezu gleichem stratigraphischen Niveau sich aneinanderreihende Einlagerungen im Phyllit, deren bedeutendste, im Galgenholz westlich von Brünlos gelegene, bis zu 600 m breit ist. Der oberflächliche Ausstrich der Quarzitschiefer kennzeichnet sich schon topographisch durch buckelartig aus der Umgebung hervorragende Erhebungen und durch steinige und unfruchtbare Bodenbeschaffenheit. Die umherliegenden Blöcke besitzen oft infolge einer dem Gestein eigenen, nach verschiedenen Richtungen verlaufenden Transversalklüftung eckige, parallelepipedische oder polyedrische Formen. Sekundärer weißer Quarz durchschwärmt nicht selten die Quarzitbänke in Trümmern oder schaltet sich ihnen in Form von Schmitzen und Linsen ein.

In größeren zusammenhängenden Aufschlüssen läßt sich nicht selten wahrnehmen, daß Komplexe quarzitischer Bänke wieder getrennt werden durch schwächere, auf der Karte nicht darstellbare phyllitische Zwischenlager. Demnach sind manche der im Kartenbilde als einheitliche Lager erscheinenden Quarzitvorkommen als

wiederholte Wechsellagerung von Quarzitschiefer- und Phyllitlagen aufzufassen. Dies gilt z. B. von den Vorkommnissen, die an der Eisenbahn nördlich vom Bahnhof Niederschlema und am Weißen Stein, sowie im Norden von Dorfchemnitz bei Sig. 574,6 und 1,3 km westlich davon verzeichnet sind.

2. Chloritische Hornblendeschiefer (*h*) und feldspatführende, körnige Hornblendegesteine (*hk*).

Einlagerungen dieser Gesteine erscheinen auf Sektion Löbnitz-Zwönitz fast durchaus auf die tonschieferartigen Phyllite beschränkt. Im Gebiete der glimmerigen Phyllite fanden sich nur beim „en“ in „Dreienweg“ östlich der Zwönitz-Grünhainer Straße einige wenige Blöcke von frischem Amphibolit mit feinkörniger, einzelne größere Hornblenden umschließender, graugrüner Grundmasse. Andeutungen von schon recht zersetzten Hornblendeschiefern sind auch hier und da an Feldwegen bei Kühnhaide anzutreffen. Die den tonschieferartigen Phylliten eingeschalteten Vertreter der genannten Gesteine lassen sich teils als chloritische Hornblendeschiefer (*h*), teils als feldspatführende, körnige Hornblendegesteine (*hk*) bezeichnen.

a) Der chloritische Hornblendeschiefer ist vornehmlich am östlichen Gehänge des Thierfelder Tales aufgeschlossen, wo er mehrere, bis über 10 m mächtige Lager im kambrischen Tonschiefer bildet, während die Mächtigkeit in anderen seiner Vorkommnisse bis auf 1—2 m herabsinken kann. Er besitzt bald heller, bald dunkler graugrüne Farbe, mehr oder weniger feinkörnige Beschaffenheit und in der Regel ziemlich ebenschieferige, durch größere, einander ungefähr parallel gestellte Hornblenden bisweilen (Thierfeld) flaserige, stellenweise auch fast massige Struktur und baut teils dünn-, teils dickbankige Komplexe auf.

Seine mikroskopischen Bestandteile*) sind nach K. DALMER folgende:

Hornblende, bald stengelig-schilffartig ausgebildet, bald in dünnen, fast farblosen Nadelchen und Säulchen, nach einer privaten Mitteilung von K. PIETZSCH an E. DANZIG im allgemeinen dem Aktinolith näherstehend als der grünen, gemeinen Hornblende,

*) Vgl. auch E. GEINITZ, Über einige Grünschiefer des sächsischen Erzgebirges. Tschermaks Mineral Mitt., Jahrg. 1876, Heft IV, S. 201.

Chlorit in blätterigen oder faserigen Aggregaten, sowie ein Gemenge von wasserklaren, unregelmäßig konturierten Körnchen, die vorwiegend dem Feldspat, zum Teil jedoch auch dem Quarz angehören mögen. Der erstere zeigt ziemlich selten die polysynthetische Zwillingsstreifung.

Von untergeordneteren, jedoch selten fehlenden Bestandteilen sind Epidot, Apatit, Magneteisen (letzteres häufig in makroskopisch erkennbaren Oktaedern in der nordöstlich vom Jägerhause bei Nieder-Zwönitz verzeichneten Linse), sowie Titaneisen und Eisenkies zu beobachten.

Das Mengenverhältnis, in dem sich die einzelnen Bestandteile an der Zusammensetzung beteiligen, ist großen Schwankungen unterworfen und wechselt oft rasch schon auf kurze Erstreckung hin. Dies gilt zunächst von der Hornblende und dem Chlorit, von welchen nicht selten bald die erstere, bald der letztere derart vorwiegt, daß einerseits Übergänge in reine Hornblendeschiefer, andererseits solche in fast hornblendefreie, alsdann jedoch meist ziemlich reichlich Epidot führende Chloritschiefer entstehen, welche Extreme indessen keine selbständigere Verbreitung erlangen.

Durch stärkeres Hervortreten des Feldspats wird mehrfach eine Annäherung an den unter b) zu beschreibenden Typus bedingt, während das häufigere Erscheinen von glimmerigen Bestandteilen eine dünn-schieferigere Textur hervorruft, wodurch somit eine dem Phyllit sich nähernde, meist auch lichter gefärbte Varietät entsteht.

Die chloritischen Hornblendeschiefer von Sektion Lößnitz-Zwönitz dürften nach den von K. PIETZSCH an dem Thierfelder Gestein vorgenommenen mikroskopischen Untersuchungen metamorphe Glieder der Diabasfamilie, vielleicht umgewandelte Diabastuffe oder auch stark geschieferte feinkörnige Diabase darstellen.

b) Feldspatführende, körnige Hornblendegesteine. Diese zeichnen sich, wie schon der Name andeutet, durch grobkörnige, bald völlig richtungslose, bald mehr faserige Struktur, sowie durch mehr oder weniger reichliche Führung von bis 2 mm großen plagioklastischen Feldspäten aus. Nach den von K. PIETZSCH an besonders frischem und typischem Material ausgeführten mikroskopischen Untersuchungen sind diese Gesteine als amphibolitisierte Diabase zu bezeichnen. Die untersuchten Proben stammen von folgenden Stellen:

1. 700 m westlich der Waldschenke zwischen Beutha und Streitwald,
2. Steinbruch westlich von Raum an der Straße nach Hartenstein,
3. Bruch am Südennde von Gablenz bei Sig. 561,4*),
4. Löbnitzer Ratsholz,
5. Tälchen an der Ostseite des letzteren,
6. Blöcke aus der Umgebung von Sig. 534,9 östlich von 5.

Amphibolitisierte Diabase von Sektion Löbnitz-Zwönitz.

Von K. PIETZSCH.

Die als „körnige Amphibolite“ bezeichneten Gesteine der vorgenannten Lokalitäten sind, wie durch Übergangsstadien nachweisbar ist, auf echte körnige Diabase zurückzuführen. Mit solchen stimmen sie nicht nur in der Struktur, sondern teilweise auch noch im Mineralbestand überein, und aus ihnen sind sie jedenfalls bei der Aufrichtung des Schiefergebirges zu derselben Zeit und unter dem Einfluß derselben Kräfte und Agenzien hervorgegangen, welche die altpaläozoischen Tonschiefer der Nachbarschaft zu Phylliten umzuwandeln strebten. Da die Veränderungen, welche die Diabase erlitten, hauptsächlich in einer Ersetzung des Augits durch Amphibolminerale bestehen, so müssen die vorliegenden Gesteine als amphibolitisierte Diabase bezeichnet werden.

Ihre Struktur ist durchaus diejenige der körnigen Diabase. Namentlich das Gestein vom erstgenannten Fundort zeigt an verschiedenen Stellen des Schliffes sehr deutlich die ophitische Struktur, indem noch gut erhaltener Augit die Zwickel der schräg gegeneinander gestellten Plagioklase ausfüllt, und letztere überhaupt ganz allgemein eine höhere Automorphie aufweisen als der Augit.

Auch im Mineralbestand erinnern die vorliegenden Gesteine noch stark an die Diabase, aus denen sie sich ableiten. Sie besitzen alle noch den breitlamellar verzwilligten Plagioklas, den reichlich die ganze Gesteinsmasse durchspickenden Apatit, sowie das in seinen höchst charakteristischen Formen leicht kenntliche Titaneisen, und in einem Falle (Gestein Nr. 1) sind sogar noch große Reste

*) Die Diabasnatur dieses Gesteines wurde schon von W. BERGT erkannt (Sitzungsber. u. Abh. d. naturf. Ges. Isis zu Dresden, Jahrg. 1902, S. 37).

von Augit erhalten. Letzterer ist allerdings in den übrigen Gesteinen nicht mehr anzutreffen, sondern ist hier meist völlig durch Mineralien der Amphibolgruppe ersetzt. In dem Gestein des zuerst genannten Fundorts ist diese Umwandlung jedoch bei weitem noch nicht vollendet, so daß hier also ein deutliches Übergangsglied zwischen den ursprünglichen Diabasen und den „körnigen Amphiboliten“ (Gesteine von den Fundorten 2—6) vorliegt. Neugebildet wurden bei der Umwandlung der Diabase außer den eben erwähnten Amphibolen namentlich Albit, Epidot, Chlorit, Titanit, Quarz, Calcit, Pyrit und lokal auch Biotit. Dazu kommen dann als Resultate der späteren Gesteinszersetzung vor allem glimmerige Mineralien, Eisenglanz u. a. m.

Der Plagioklas tritt meist in Leistenform auf und ist oft breitlamellar polysynthetisch verzwillingt. Fast stets ist er fein bestäubt, wie es auch sonst gelegentlich in Diabasen und vor allem oft in Gabbros beobachtet wurde. Diese feine bräunliche Pigmentierung rührt von äußerst kleinen, kaum 0,003 mm langen stäbchenförmigen Kriställchen her, die bei sehr starken Vergrößerungen rötlich- bis bräunlichgelb durchscheinend werden und die parallel gewissen Ebenen gesetzmäßig in dem Plagioklas eingelagert zu sein scheinen. Seinen optischen Verhältnissen nach handelt es sich bei letzterem um einen Labradorit. K. DALMER bestimmte das spezifische Gewicht eines Feldspats aus dem körnigen Amphibolit 1 km westsüdwestlich vom Nordende Alberodas zu 2,689. — Außer diesem Plagioklas, der offenbar als Relikt aus dem ehemaligen Diabas her stammt, ist in manchen Schliffen noch ein anderer trikliner Feldspat mehr oder weniger reichlich vorhanden, der aber nur in kleineren, jedoch wasserklaren Körnchen auftritt und als Albit anzusprechen ist. Gegenüber dem Labradorit ist der Albit sekundärer Natur, da er erst bei der Metamorphose des Gesteins aus dem Labradorit hervorgegangen ist. So zeigt z. B. das Gestein von dem unter 4. genannten Fundort nur noch wenige einigermaßen frische Leisten von polysynthetisch verzwillingtem Labradorit; die meisten sind vielmehr in zahlreiche kleine Albitkörnchen zerfallen, wobei der Ca-Gehalt des Labradorits die gleichzeitige Bildung einer Unmenge winziger Epidotkörnchen verursachte. — Bei der Verwitterung, also unter dem Einfluß der Atmosphärien, zersetzt sich der Feldspat, wie es ein Schliff vom Vorkommen Nr. 5 zeigt, in glimmerige Massen (Serizit).

Der Augit*), der nur noch in dem Gestein vom Fundorte Nr. 1 teilweise frisch erhalten ist, besitzt lichtbräunliche Farbe und zeigt fast durchaus xenomorphe Begrenzung, indem er vor allem die Zwickel der schräg gegeneinander gestellten Labradorite ausfüllt und dadurch die ophitische Struktur des Gesteins bedingt. In anderen Vorkommnissen hat er wenigstens teilweise automorphe Formen besessen, ist aber jetzt vollständig amphibolitisiert.

Die Umwandlung des Augits in Amphibolmineralien erfolgt stets vom Rande des Kristalls und von Spaltrissen aus und schreitet allmählich nach der Mitte zu fort. Dabei wächst die neugebildete Hornblende gern über die Umrisse des ehemaligen Augits hinaus in die Plagioklase hinein und verursacht es, daß diese in den etwas stärker amphibolitisierten Gesteinen nicht mehr gut begrenzt erscheinen. Bei diesem Prozeß wurden einmal faserige, in allen ihren Eigenschaften an Uralit erinnernde Massen erzeugt, ferner wurden schilfige und spießige, bald mehr zur gemeinen grünen Hornblende, bald mehr zum Aktinolith zu rechnende Mineralien gebildet; am auffallendsten ist jedoch ein blaues Amphibolmineral, das nach seinem Pleochroismus (gelblichgrün-violett-azurblau) völlig mit dem Glaukophan übereinstimmt, aber seinen sonstigen optischen Verhältnissen nach sich etwas von diesem unterscheidet und vielleicht ein Zwischenglied zwischen dem Glaukophan und der grünen Hornblende, bzw. dem Aktinolith darstellt. Hervorzuheben ist, daß in demselben Schlicke gewöhnlich mehrere dieser Amphibolmineralien auftreten und vielfach auch gesetzmäßig miteinander verwachsen sind.

Auch der Chlorit ist jedenfalls bei der Metamorphose des Gesteins aus dem Augit hervorgegangen. Teilweise ist er in radialstrahligen Aggregaten entwickelt, die dann selbst wieder zu größeren Partien angehäuft sind. Seinen optischen Verhältnissen nach gehört er jedenfalls zum Pennin, zum Teil aber vielleicht auch zu den Prochloriten.

Bei der Umwandlung des Augits in Chlorit wurde, ebenso wie bei derjenigen des Labradorits in Albit, der überschüssige Ca-Gehalt zur Bildung von Epidot verbraucht. Dieser ist zum Teil in außerordentlich großer Menge in Gestalt kleinster Körnchen und nur selten in etwas größeren Kriställchen vorhanden. Bisweilen

*) Das Vorhandensein von unregelmäßig begrenzten Körnern von Augit innerhalb von Hornblendekristallen erwähnt schon K. DALMER in der 1. Auflage dieser Erläuterungen aus dem Amphibolit 1 km westsüdwestlich von Alberoda.

(so in dem Vorkommnis Nr. 5) liegen die winzigen Epidotkörnchen vorzugsweise an den Rändern der ehemaligen (hier in glimmerige Massen zersetzten) Plagioklasleisten angehäuft und zeigen dadurch deren einstige Begrenzung deutlich an. Nur geringe Mengen des Ca-Gehaltes des alten Diabases sind als Calcit zur Ausscheidung gelangt.

Relikte aus dem ehemaligen Diabas sind neben dem Labradorit und dem Augit vor allem der Apatit und das Titaneisen. Die äußerst zahlreichen Apatit-Akzessorien besitzen die verschiedensten Dimensionen und durchspicken alle anderen Gemengteile, gehören also zu den allerersten Ausscheidungen des Magmas. Infolge der Druckwirkungen bei der Metamorphose sind namentlich die größeren Kriställchen oft zerbrochen und deren einzelne Teilchen ein wenig gegeneinander verschoben.

Das Titaneisen (Ilmenit) ist ebenfalls sehr reichlich vorhanden und infolge seiner charakteristischen zerhackten Formen und seines eigentümlichen Schalenbaues leicht kenntlich. Vom Rande aus ist es fast stets mehr oder weniger weit in Leukoxen umgewandelt. In vielen Fällen zeigt dieses Umwandlungsprodukt sehr deutlich seine Natur als Titanit an. Größere Kriställchen des letzteren, zum Teil auch mit scheinbar selbständiger Kristallform, treten nur selten auf; gewöhnlich sind auch in den größeren Titanitpartien noch kleine Ilmenitreste vorhanden, so daß jedenfalls aller Titanit aus dem Titaneisen hervorgegangen ist. — Magnetit ist nur in geringer Menge in den untersuchten Gesteinen vorhanden. — Pyrit dagegen ist häufiger, er ist oft schon makroskopisch erkennbar und spielt dieselbe Rolle wie auch sonst in echten Diabasen; zum Teil besitzt er deutliche Flächenstreifung.

Quarz ist im ganzen nicht häufig und nur in kleinen, bei der Metamorphose des Gesteins gebildeten Kriställchen anzutreffen.

Während die bisher besprochenen Mineralien in allen untersuchten Gesteinen wiederkehren, tritt in einigen wenigen Vorkommnissen (z. B. in Schliffen vom Fundort 5 und 6) außerdem noch Biotit als wesentlicher Gemengteil auf. Er zeichnet sich durch große Frische und selbständige Begrenzung aus und ist offenbar erst bei der Metamorphose entstanden. Seine bronzefarbenen Blättchen sind schon im Handstück zu erkennen; im Schlicke bildet er meist divergentstrahlig, fächerförmig geordnete Leistchen und zeigt sehr starken Pleochroismus.

Diese amphibolitisierten Diabase finden sich typisch entwickelt in minder ausgedehnten Linsen namentlich im südlichen Teile des Hartensteiner Waldes, zwischen dem Löbnitzer Ratsholze und dem Muldentale, wo sich ihr Ausstreichen fast stets entweder durch buckelartig aus dem Boden hervorragende Felsriffe oder durch ein Haufwerk von größeren Blöcken und Gesteinstrümmern verrät, ferner südwestlich des oberen Endes von Gablenz. Aufgeschlossen sind zwei mächtige Linsen dieser Gesteine durch je einen Steinbruch westlich von Raum und südlich von Gablenz. An der erstgenannten Stelle beträgt die Mächtigkeit mindestens 20 m, an der anderen gegen 30 m. Die Absonderung ist dort eine dickbankige, hier fast eine massige, die erst nahe der liegenden Grenze gegen den Phyllit einer schieferigen Textur Platz macht.

Die konkordante Einfügung der genannten, teils schieferigen, teils körnigen Hornblendegesteine in die Phyllite ergibt sich nicht nur aus der Übereinstimmung ihres Streichens und Fallens, sondern läßt sich auch dort, wo die Kontaktfläche beider Gesteine selbst entblößt ist, direkt beobachten, so in den Steinbrüchen in Thierfeld, in dem Steinbruche am Süden von Gablenz, in demjenigen östlich vom Jägerhaus bei Nieder-Zwönitz usw.

Die Grenze zwischen Phyllit und Hornblendegesteinen ist meist ziemlich scharf und bestimmt. Gleichwohl findet häufig nach dem Kontakt zu eine Annäherung beider Gesteine in Bezug auf ihre petrographische Zusammensetzung statt, indem die ersteren chloritreicher werden, während bei den Hornblendegesteinen der Hornblende- und Feldspatgehalt abnimmt und die Anreicherung von Chlorit ein mehr schieferig-dünnplattiges Gefüge bedingt. Sehr deutlich ließ sich z. B. in der Nähe der Prinzenhöhle im Muldentale, sowie an zwei ungefähr 500 m weiter östlich gelegenen Linsen, sowie auch in dem Steinbruche westlich von Raum verfolgen, wie das vorwiegend grobkörnige, feldspatreiche Gestein dieser Vorkommnisse nahe der hangenden Phyllitgrenze in eine feinkörnig-schieferige, chloritreiche Modifikation übergeht. Ähnliches beobachtet man, wie oben gesagt, an der liegenden Grenze der Einlagerungen im Süden von Gablenz, sowie bei der östlich vom Jägerhause erschlossenen Linse, die in ihrer Mitte unregelmäßige oder nur undeutliche bankige Absonderung aufweist, in den liegenderen und hangenderen Partien aber deutlich schieferig wird. Zwischen dieser schieferigen Modifikation der Hornblendegesteine jedoch und den chloritreicheren

Phylliten pflegt kein oder ein sehr rascher, innerhalb kurzer Distanz sich vollziehender Übergang stattzufinden.

Die Quecksilbererzlagerstätten von Hartenstein*).

Im Tiefbachtale südlich von Hartenstein ging laut chronikalischen Nachrichten im 16. Jahrhundert ein Bergbau auf Zinnober um, der jedoch in den folgenden Jahrhunderten wieder zum Erliegen kam. Die letzten Abbauversuche auf diesen Lagerstätten haben am Ende des 18. Jahrhunderts stattgefunden, als die um diese Zeit stattfindende Einführung des Amalgamationsprozesses bei den sächsischen Hüttenwerken die Frage nahelegte, ob es vielleicht möglich sei, das hierzu erforderliche Quecksilber von inländischen Lagerstätten auszubringen. Infolgedessen wurden in dem Gebirgsrücken zwischen dem Hartensteiner und dem Tiefbachtale einige alte Stollen wieder aufgewältigt, welche, wie sich hierbei ergab, auf mit zersetzten Schiefeln, grauen Letten und Knauern von Fettquarz erfüllten stehenden Klüften getrieben waren. Spuren von Quecksilber entdeckte man nur in zweien dieser Stollen, nämlich auf dem Weidlich-Stollen (nahe Schneise 2) und auf dem Beständig-Glück-Stollen (zwischen Schneise 3 und 4). Das Vorkommen von Zinnober ist hier an gewisse chloritreiche, zum Teil in reine Chlorit-schiefer und chloritische Hornblendeschiefer übergehende, grünlich-graue bis schwärzlichgrüne Schiefereinlagerungen gebunden, und zwar tritt das Erz in Gestalt bis erbsengroßer spärlicher Einsprenglinge innerhalb der zwischen diesen Schiefeln einbrechenden Trümchen und Nieren von Quarz, Feldspat, Braunspat, Kalkspat und zum Teil zu Eisenocker zersetztem Eisenspat auf, denen sich mitunter auch in jedoch nur geringer Menge Eisenkies und Kupferkies beigesellen.

Im Weidlich-Stollen traf man auf eine derartige Gebirgslage, nachdem man ihn 18 m in nordöstlicher und sodann 14 m in nordwestlicher Richtung getrieben hatte. Sie war 0,5 m mächtig, strich, wie der ganze Schichtenkomplex, von Westsüdwesten nach Ostnordosten und besaß nördliches Fallen. Auf diesem Lager ist der Stollen 16 m gegen Osten bis an einen 0,25 m mächtigen, aus Quarz, Braunspat und Ocker bestehenden Flachengang erlangt

*) Vgl. H. MÜLLER, Gangstudien, Bd. III, S. 170. — BEYER, Beiträge zur Bergbaukunde, Dresden, 1794, S. 124—148.

worden. Mit dem Beständig-Glück-Stollen, der auf einem stehenden, gegen Westen fallenden Gange insgesamt 144 m in Nordosten getrieben ist, überfuhr man bei 28 m und bei 106 m Entfernung vom Mundloch Zinnober führende Gebirgslagen. Auf der letzteren von beiden (dem „Neu Glück Morgengange“) wurde der Neu-Glück-Schacht vom Tage bis auf den Stollen 40 m tief niedergebracht. Dieselbe ist 8 bis 25 cm mächtig, streicht Stunde 6 und fällt gegen Norden ein. Der Zinnober zeigte sich nur von Tage nieder bis zu 12 m Tiefe in etwas reichlicher Menge.

Lagerungsverhältnisse des Kambriums.

- a) Das Kambrium im Süden der Mittelzone (Zone der glimmerigen Phyllite).

Wie oben ausgeführt, wird die Grenze dieses den südlichsten Streifen der Sektion einnehmenden kambrischen Areals gegen den Südrand der Mittelzone von Westen her durch eine im ganzen west-östlich streichende Verwerfung bestimmt, längs deren von der Mulde an bis in die Nähe von Nieder-Lößnitz das Kambrium in direkten Kontakt mit Devon tritt, während es bei diesem Orte selbst an Untersilur grenzt. Östlich vom unteren Bahnhof wird diese Spalte durch eine jüngere, im ganzen nahezu nord-südlich streichende Querkluft gegen 400 m nach Norden verschoben. Dies ergibt sich daraus, daß das Untersilur vom unteren Bahnhof nach Osten zu an Kambrium abstößt, daß es aber als dessen Hangendes weiter nördlich wieder zu Tage tritt, nämlich an der südlichen Flanke des die Täler von Lößnitz und Dittersdorf trennenden Joches, und zwar steht es an dem von Sig. 428,7 nach Nordwesten führenden Wege an. Auf die lichten glimmerigen Phyllite des Kambriums folgen hier unmittelbar dunkle Schiefer des oberen Untersilurs, die den auf S. 11 beschriebenen an der Verwerfung beim unteren Bahnhof völlig gleichen. An der Grenze gegen den Phyllit sind diese Schiefer stark gefaltet und sehr steil gestellt, zum Teil sogar zu Schutt zermalmt, Erscheinungen, welche ebenfalls das Vorhandensein einer Verwerfung dartun. Inwieweit die auf der Karte weiter östlich verzeichnete Grenze zwischen Kambrium und Untersilur einer Formationsgrenze oder einer Verwerfungslinie entspricht, läßt sich wegen der längs dieser Linie nur sehr spärlich vorhandenen Aufschlüsse nicht durchweg sicher feststellen. Indessen mag wohl

vom östlichen Ende von Dittersdorf an bis in die Gegend der Zwönitz-Scheibenerger Bahnlinie das erstere der Fall sein. Wenigstens ist daselbst ein so starker Kontrast in der Beschaffenheit der Schiefer des Kambriums einerseits, der des Untersilurs andererseits, wie er bei Löbnitz sich ausspricht, nicht ausgedrückt, vielmehr scheint hier das tiefere Untersilur auf den durch das Auftreten der dunklen Phykodesschiefer gekennzeichneten obersten Horizont des Kambriums zu folgen.

In Osten der Sektion streichen die Phyllite dieser Zone im allgemeinen parallel der Kambrium-Silur-Grenze nach Nordosten. Nach Westen zu macht sich eine kleine Strecke weit, zu beiden Seiten des von Süden nach Norden laufenden Nebentälchens des Dittersdorfer Tales, ein für die Sektion außergewöhnliches, ostsüdöstliches Streichen bemerklich. Noch weiter westlich dagegen herrscht von Dreihansen an bis zur Mulde durchweg eine west-östliche Richtung im Streichen der Phyllitschichten und der ihnen eingeschalteten Quarzitschieferlager. Nur jenseits der Mulde, in der äußersten südwestlichen Ecke der Sektion, tritt nochmals nordöstliches Streichen auf. Das stets nach Norden, bzw. Nordwesten gerichtete Einfallen ist in der westlicheren Hälfte der Zone etwas steiler als in der östlichen. Während dort der Fallwinkel zwischen 45° und 60° schwankt, beträgt hier die Schichtenneigung nicht selten nur 40° , zuweilen sogar nur $20-30^{\circ}$ (Anhöhe südlich vom Ostende Dittersdorfs). Daß in dieser kambrischen Zone wohl nicht durchweg eine einfache Schichtenfolge vorliegt, sondern in ihr auch Faltungen oder streichende Verwerfungen vorhanden sind, mag durch die große, bei Dreihansen gegen 700 m, westlich von Kühnhaide mindestens 1 km betragende Breite desjenigen Streifens angedeutet sein, innerhalb dessen die sonst auf das höchste Niveau des Kambriums beschränkten Phykodesquarzite vorkommen.

b) Das Kambrium im Nordwesten der Mittelzone.

Das zwischen dem Rotliegenden der nordwestlichen Sektions-ecke und dem auf S. 5 u. 6 ausführlich beschriebenen, vorzugsweise durch Bruchlinien gebildeten nordwestlichen Rande der Mittelzone gelegene kambrische Areal gewährt auf der Karte ein ziemlich einförmiges Bild, sowohl nach seinen Lagerungsverhältnissen, wie auch nach seiner petrographischen Zusammensetzung aus im wesent-

lichen sich recht gleich bleibenden Tonschiefern und tonschieferartigen Phylliten samt ihren Einlagerungen von ebenfalls nur wenig variierenden Quarzitschiefern und Hornblendegesteinen. Das Streichen hält durchschnittlich nordöstliche Richtung ein. Doch zeigt sich zu beiden Seiten einer von der Mitte von Affalter nach Hartenstein gezogenen Linie insofern ein Unterschied, als südwestlich derselben die Streichrichtung sich im allgemeinen mehr der östlichen nähert — wie es auch in den westlichen Teilen der Mittelzone und des südlichen Phyllitgebietes der Fall ist —, wogegen im Nordosten dieser Grenze auf ausgedehnten Flächen (zwischen Gablenz und dem Großen Stein, an der Bahnlinie zwischen Beutha und Mitteldorf, sowie bei Thierfeld) das nordöstliche Streichen in ein nordnordöstliches, ja lokal fast in ein nördliches übergeht. Letztere Erscheinung ist mit einer auf der nördlich anstoßenden Sektion Stollberg-Lugau (vgl. Erläuterungen, S. 6) zum Ausdruck gelangenden sattelförmigen Wölbung dieser kambrischen Komplexe in Verbindung zu bringen.

Das Fallen der kambrischen Schichten in der nördlichen Zone ist konstant nach Nordwesten bzw. nach Norden gerichtet. Es ist meist ziemlich steil und beträgt in der Regel 40—50°, bisweilen, namentlich bei den Quarzitschiefern, bis 70° oder auch noch mehr. Daß dabei die am tiefsten gelegenen Schichtensysteme keineswegs ihrem geologischen Niveau nach die älteren, und die höher gelegenen die jüngeren zu sein brauchen, wird schon dadurch erwiesen, daß die ersteren nicht nur die dem Silur nächsten sind, sondern auch mehrfach durch petrographische Eigentümlichkeiten (S. 28) als zum obersten Kambrium gehörig sich kennzeichnen, also mindestens streckenweise noch dem nordwestlichen Flügel des großen silurisch-devonischen Faltensystems der Mittelzone zuzurechnen sind. Daß derartige überkippte Faltungen, bzw. streichende Verwerfungen auch weiter nach Norden zu eine Rolle spielen dürften, geht, wie bereits in der Einleitung bemerkt, aus der großen Breite und dem gleichförmigen Gesteinscharakter dieses großen kambrischen Terrains hervor, wenn auch derartige Störungen eben wegen dieses Umstandes sich nicht nachweisen lassen.

Dagegen sind hier und da Querverwerfungen innerhalb dieses Gebiets zu beobachten. So ist in dem Hasenschwanzbruche bei Löbnitz, und zwar in dessen hinterem, nordöstlichen Teile, eine nördlich streichende Kluft vorhanden, welche das im Hangenden

des Dachschiefers auftretende, an der nördlichen Bruchwand entblößte Quarzitschieferlager abschneidet und dessen östliche Fortsetzung um ca. 50 m in das Hangende verwirft. Eine ähnliche Verwerfung scheint auch die Quarzitschieferzone westlich der Hohen Warte in zwei gegeneinander verschobene Stücke zerlegt zu haben.

c) Das Kambrium innerhalb der Mittelzone.

Das Kambrium des nordöstlichen Abschnitts der Mittelzone ist nach seiner Beteiligung am Aufbau desselben und in den Hauptzügen seiner Verbandsverhältnisse mit dem Silur und dem Devon bereits im allgemeinen Teil (S. 8 u. 9) besprochen worden. Alle die von ihm gebildeten Sättel oder auf Spalten heraufgepreßten Schollen gehören einem hohen Niveau der Formation an, wie sich aus der bei regelmäßiger Aufeinanderfolge des Kambriums und Silurs ausgesprochenen innigen Verknüpfung beider, sowie aus der Verbindung der normalen lichten Phyllite mit den die Phykodesquarzite führenden dunklen Schiefen ergibt. Im südwestlichen Abschnitt der Silur-Devon-Mulde tritt das Kambrium nur in zwei kleineren Parzellen unter abnormen, später zusammen mit denen des Silurs und Devons zu schildernden Lagerungsverhältnissen auf (vgl. S. 8 u. 9).

II. Das Silur.

1. Das Untersilur.

Die phyllitischen Schiefer (*s₁*) des Untersilurs besitzen, soweit sie nicht stärker metamorphosiert sind, ein stumpferes, mehr erdiges Gepräge als die des Kambriums, sind aber mit ihnen durch Übergänge innig verknüpft. Ihre Farbe ist meist eine matte, bleigraue bis schwärzlichgraue, die in Streifen oder wolkigen Partien einer wenigstens teilweise durch Reduktionsvorgänge verursachten lichtgrauen bis weißlichen Platz macht; bisweilen (großer Bahneinschnitt bei Ober-Affalter) treten auch rötlichgraue Färbungen auf. Häufig sind den silurischen Schiefen klastische Muskovitschüppchen eingesprengt, die sich in dem höheren Niveau der Formation besonders zahlreich einstellen und hier mitunter die ganze Schiefermasse durchspicken. Dieser ist oft ein weißlicher, feinkörnig-sandiger, gewöhnlich glimmerreicher Quarzit eingeschaltet, und zwar entweder in kürzeren, linsenförmigen Schmitzen oder auch in längeren, dünnen, lokal (im

Bahneinschnitte südlich vom Großen Teich und in demjenigen bei Sig. 428,7 nahe Dittersdorf) eine Bänderung erzeugenden Lagen. Die Spaltbarkeit, welche sehr häufig nicht der Schichtung, sondern einer Transversalschieferung folgt, ist im allgemeinen mehr eine grob- und dickschieferige, seltener eine ausgeprägt dünn- und ebenschieferige. Im letzteren Falle können bei gleichzeitig feinem Korn die Silurschiefer mitunter (so in der hangendsten Schieferreihe im Bahneinschnitt östlich Ober-Affalter) denen des Devons auf den ersten Blick recht ähnlich werden, unterscheiden sich aber von diesen durch die Gegenwart zahlreicher, wenn auch kleiner Muskovitschüppchen. Als Dachschiefer sind solche regelmäßig spaltende Schiefer des Silurs mehrfach am linken Gehänge bei Ober-Affalter entwickelt und ehemals daselbst auch abgebaut worden.

Stellen, wo das Untersilur in typischer Ausbildung aufgeschlossen oder anstehend zu beobachten ist, sind z. B. der mehrfach genannte Bahneinschnitt östlich von Ober-Affalter, die alten Dachschieferbrüche, der südliche Teil des Bahneinschnitts südlich vom Großen Teiche, die Hohlwege östlich des Löbnitzer Kirchhofs, wo die Schiefer des dortigen oberen Untersilurs auch einzelne kohlenstoffreiche, schwärzlich abfärbende Lagen umschließen, ferner der über das Joch zwischen Löbnitz und Dreihansen von Sig. 428,7 aus nach Nordwesten führende Weg, schließlich auch der Feldweg beim „d“ in „Dittersdorf“.

Durch einen extrem klastischen Habitus zeichnen sich gewisse Bänke des Silurs in dem Bahneinschnitt von Ober-Affalter aus. Diese treten in dem auf S. 56 unter 7. angeführten Abschnitt des Profils, und zwar etwa 30 m von der liegenden Grenze und 80—90 m von dem die Bahn kreuzenden Feldweg nach Osten zu auf und bestehen aus einem dunkelgrauen, dick- und unregelmäßig-schollig brechenden, erdig aussehenden, an Muskovitschüppchen reichen Schiefer, aus dessen dunklerer Grundmasse sich mehr oder weniger zahlreich vorhandene lichte Partien von körnigem Quarz oder von Quarzit auffällig abheben. Diese besitzen oft nur winzige Dimensionen, erlangen aber auch nicht selten eine Größe von mehreren Zentimetern, haben länglich-rundliche oder auch schmitzartige, nur in vereinzelt Fällen eckige Gestalt, zeigen zum Teil eine recht scharfe Abgrenzung, ja auch wohl eine durch einen glimmerig-häutigen Überzug bedingte Ablösung gegen das Nebengestein, derzufolge sie beim Zerschlagen des letzteren leicht herausspringen, und lassen sich nur als durch den Gebirgsdruck teilweise deformierte Gerölle deuten, wie sie in

ganz ähnlicher Beschaffenheit und in demselben stratigraphischen Horizont, nämlich im oberen Untersilur, im Vogtlande vorkommen*).

In dem Bahneinschnitte bei Sig. 478,7 nahe Dittersdorf sind den phyllitischen Silurschiefern einzelne, bis 0,5 m mächtige Bänke von mehr sandiger Beschaffenheit und grobschieferiger Spaltbarkeit eingeschaltet. Da, wo aus der feinkörnigen Grundmasse einzelne größere, unregelmäßig begrenzte Quarzkörner besonders hervortreten, erhält das Gestein einen an schieferige Grauwacken gemahnenden Habitus. Eigentliche Quarzitschiefer sind in den Silurgebieten der Sektion nicht selten in Lesestücken anzutreffen, scheinen aber nirgends bedeutendere Mächtigkeit zu erreichen. Ein mehrere Meter mächtiger, aus dünnplattig spaltenden Lagen oder gröber schieferigen Bänkchen aufgebauter Komplex von teils lichtgrauem, teils schwärzlich gefärbtem, feinkörnigem, an Muskovitschüppchen mehr oder weniger reichem Quarzitschiefer ist in dem Hohlwege beim „D“ in „Dittersdorf“ angeschnitten.

Gemäß dem auf S. 16 Gesagten sind im allgemeinen die Silurschiefer im südlichen, inneren Flügel der südöstlichen Mulde am meisten kristallin geworden. Demnach ist hier, so namentlich östlich von Nieder-Zwönitz und im Dittersdorfer Bahneinschnitte bei Sig. 478,7, ein phyllitischer Habitus häufiger und stärker entwickelt als im Silur der nordwestlichen Mulde, wo die Komplexe ihren ursprünglichen Charakter als Tonschiefer mehr bewahrt haben. Dabei treten in den glänzenden und feinschuppigen phyllitischen Schiefern die ihrer Grundmasse beigemengten klastischen Glimmerschüppchen oft noch deutlich hervor, sowie sich auch die für das Untersilur gegenüber dem Kambrium charakteristische sandige Beschaffenheit der Quarzitschmitzen in der Regel erhalten hat.

Die Phyllite der innersten Zone des Silurs bei Nieder-Zwönitz sind zum Teil zugleich als Albitphyllite ausgebildet. Doch auch weiter nach außen, so westlich von Dorfchemnitz, macht sich stellenweise innerhalb der Silurschiefer eine Beimengung von freilich meist schon der Zersetzung anheimgefallenen Albitkörnchen bemerklich.

Da, wo ursprünglich schon lichter gefärbte Tonschiefer des Silurs kristallinisch geworden sind, und wo auch die Bildung von Albit erfolgte, entstanden naturgemäß Gesteine, die den normalen Phylliten des Kambriums ganz ähnlich sind und dem Silur nur dann zugerechnet werden können, wenn sie sich mit unverkennbar

*) Vgl. z. B. Erläuterungen zu Sekt. Plauen-Pausa, S. 8.

dieser Formation angehörigen Schiefen eng verknüpft zeigen, wie dies in dem Silurstreifen östlich von Nieder-Zwönitz, sowie auch in dem westlich des oberen Bahnhofs Löbnitz gelegenen Bahneinschnitt der Fall ist. Auch der S. 26 angedeutete Umstand, daß die dunklen Schiefer des höchsten Kambriums bisweilen schon denen des tieferen Untersilurs recht nahe stehen, kann dort, wo die Phykodesquarzte fehlen, die Abgrenzung zwischen Silur und Kambrium erschweren.

Die S. 17 erwähnten Knoten- und Fruchtschiefer (*ks*) sind dunkle oder nur durch Ausbleichen heller gewordene phyllitische Schiefer, auf deren Spaltflächen sich rundliche oder gestreckte, wenige Millimeter bis 1 cm lange dunkle Konkretionen, und zwar nicht selten in großer Zahl einstellen. Sie kommen durch das ganze Silurgebiet zerstreut vor und wurden namentlich an folgenden Örtlichkeiten beobachtet: im Bahneinschnitt bei Sig. 478,7 im Süden von Dittersdorf, und zwar an dessen Südseite nahe dem westlichen Ende, hier zum Teil mit büschelförmiger, garbenähnlicher Endigung der größeren Konkretionen, ferner nordöstlich vom unteren Bahnhof in Nieder-Löbnitz, im Anschnitt beim oberen Bahnhof, im Bahneinschnitt beim zweiten „n“ in „Schnepfenberg“, in dem Einschnitt nordöstlich davon, ferner in einem Hohlweg östlich vom Löbnitzer Kirchhof. In dem großen Bahneinschnitt östlich von Ober-Affalter bilden solche Schiefer gegen 25 m im Hangenden der Gerölle führenden Bänke eine zwar nicht sehr mächtige, aber durch großen Reichtum an Knoten ausgezeichnete Einlagerung; nach A. UHLEMANN führen diese Schiefer auch mikroskopisch kleine Turmalinkriställchen.

In einer Probe des untersilurischen Schiefers aus der Nordwestecke des westlicheren der Kieselschieferbrüche beim Löbnitzer Schießhause, sowie in einem von den Feldern westlich der Dorfchemnitzer Kirche stammenden Bruchstück eines solchen wurden äußerst zarte, nur unter der Lupe deutlich erkennbare weiße, an den Enden sich zerfasernde, gegen die Schiefermasse scharf abgegrenzte Kristallnadelchen bemerkt, die dem Andalusit ganz ähnlich sind.

Die Hornblendegesteine (*h*) des Untersilurs werden zusammen mit denen des Obersilurs besprochen werden.

2. Das Obersilur.

Das Obersilur von Sektion Löbnitz-Zwönitz wird vornehmlich von Kiesel- und Alaunschiefern (*s₂*) aufgebaut, die örtlich mit grobschieferigen Hornblendegesteinen (*h*) verknüpft sind.

Die Kieselschiefer des Obersilurs bestehen fast lediglich aus einem sehr feinkörnigen bis nahezu dicht erscheinenden, durch fein verteilten Kohlenstoff mehr oder weniger schwärzlich gefärbten Quarzit, und besitzen eine stets vorhandene, wenn auch mitunter etwas versteckte Schichtung. Letztere spricht sich außer in der selbst den mehr massigen Gesteinsbänken nicht ganz fehlenden, oft sehr weitgehenden plattigen Spaltbarkeit zumal dann sehr deutlich aus, wenn kohlenstoffarme lichte und kohlenstoffreiche schwarze Lagen regelmäßig miteinander wechsellagern, oder wenn, wie es z. B. im östlicheren der Brüche beim Löbnitzer Schießhause zu beobachten ist, schwache, nur einige Millimeter starke Lagen von homogenem, schwärzlichem Quarzit durch dünne Häute eines weißlichen, talkartigen Minerals von einander getrennt werden. Die Schichtflächen sind oft mit glänzend schwarzen, stark rußig abfärbenden Häuten bedeckt. Parallele Riefen, sowie grubige Vertiefungen treten auf ihnen nicht selten hervor. Infolge der Auswitterung des Kohlenstoffs ist die dunkle Farbe des Kieselschiefers vielfach ausgebleicht.

Die Kieselschiefer bilden aus dünneren oder dickeren Bänken zusammengesetzte Komplexe, deren maximale Mächtigkeit in dem großen Einschnitt bei Ober-Affalter und beim Löbnitzer Schießhause auf mindestens 20 m veranschlagt werden kann, wenn sich diese auch wegen der komplizierten Faltungen, welche die Kieselschiefer oft betroffen haben, nicht immer genauer ermitteln läßt.

Gegenüber den Kieselschiefern, welche infolge ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung in Gestalt größerer oder kleinerer Blöcke an der Erdoberfläche das Ausgehende ihrer Lager andeuten, sind die weichen, bei der Verwitterung leicht in dünne Blättchen, ja zu lockerem Mulm zerfallenden, an Kohlenstoff meist außerordentlich reichen Alaunschiefer nur in künstlichen Gesteinsentblößungen zu beobachten. Aufgeschlossen sind sie namentlich im Bahneinschnitt östlich von Ober-Affalter als Hangendes der liegendsten der dortigen Kieselschiefer, ferner, wie S. 7 erwähnt, im Bahneinschnitt südlich vom Bahnhof Zwönitz, auch stellen sie sich in Verknüpfung mit Kieselschiefer, aber diesem gegenüber untergeordnet beim Löbnitzer Schießhause, sowie in dem Bahneinschnitte nördlich von Dittersdorf an der Südseite der Hinteren Aue ein. Sie sind es, welche fast ausschließlich die im folgenden anzuführenden Graptolithen geliefert haben, während solche in wohlerhaltenen Individuen im Kieselschiefer ungleich seltener und spärlicher auftreten.

Der den Alaun- und Kieselschiefern beigemengte Kohlenstoff verbrennt leicht in der Flamme des Bunsenbrenners, dürfte daher anthrazitischer, nicht graphitischer Art sein. Überhaupt scheinen diese Gesteine einer auf Ausbildung kristalliner Struktur hinzielenden Metamorphose nur in geringem Maße zugänglich gewesen zu sein; nur etwa innerhalb der quarzitischen Grundmasse ist eine solche hier und da angedeutet. Es entspricht dies der Tatsache, daß die in den Kontakthöfen der Granitstöcke der Nachbargebiete lokal vorkommenden kieselschieferähnlichen Gesteine eine Umwandlung ebenfalls kaum erkennen lassen (Erläuterungen zu Sekt. Schneeberg-Schönheide, 2. Aufl., S. 16 u. 17).

Die in den Alaun- bzw. Kieselschiefern von Sektion Löbnitz-Zwönitz bisher aufgefundenen Graptolithen sind folgende:

1. Im Alaunschiefer des Bahneinschnitts östlich von Ober-Affalter (vgl. die Beschreibung des Profils auf S. 55) nach der Bestimmung von K. PIETZSCH: *Retiolites Geinitzianus* Barr. und *Monograptus Priodon* Bronn, wovon der erstere besonders häufig ist. Außerdem fand sich daselbst eine spiralige Form von *Monograptus*, nach E. WEISE *Monograptus triangulatus* Harkn., ferner in bräunlichen, das Hangendste des die vorgenannten Arten führenden Alaunschiefers bildenden Schiefern in allerdings sehr breitgedrückten Exemplaren eine nach E. WEISE dem *Monograptus Römeri* Barr. ähnliche Form.

2. In einer von Kieselschieferlagen durchzogenen Alaunschieferstufe aus dem östlicheren der Brüche beim Löbnitzer Schießhause entdeckte und erkannte E. WEISE folgende Arten des unteren bis mittleren Obersilurs: *Rastrites peregrinus* Barr. (3 Exemplare), *Rastrites hybridus* Lapw. (1 Exemplar), *Rastrites gemmatus* Barr. (1 Exemplar), *Monograptus runcinatus* Lapw. (1 Exemplar), außerdem mehrere breitgedrückte Formen, die teils dem *Monograptus Priodon* Bronn, teils dem *Monograptus cultellus* Törnqu., sowie dem *Rastrites maximus* Carruth. (mit noch erkennbaren langen Hydrotheken) anzugehören scheinen.

3. Bahneinschnitt südlich des Bahnhofs Zwönitz an der Linie nach Scheibenberg: Eine spiralige Form von *Monograptus*.

4. Bahneinschnitt nördlich von Dittersdorf an der Südseite der Hinteren Aue: Eine spiralige Form von *Monograptus*.

Die aufgefundenen Graptolithenformen sprechen dafür, daß es sich bei den Kiesel- und Alaunschiefervorkommnissen der Sektion Lößnitz-Zwönitz im allgemeinen um Äquivalente des unteren Graptolithenhorizontes (*s₂*) des Vogtlandes handelt. Der obere Graptolithenhorizont (*s₃*) konnte nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden; ebenso wurde der die beiden Graptolithenhorizonte trennende Kalkstein (Ockerkalk, *s_{3k}*) bisher nicht aufgefunden.

Hornblendegesteine des Silurs (*h*).

Die den Schiefeln des Silurs auf Sektion Lößnitz-Zwönitz mehrerorts konform eingeschalteten, bis 20 m und darüber mächtig werdenden, meist jedoch nicht mehr frischen Hornblendegesteine besitzen körnige, flaserige bis schieferige Struktur, in der Regel grob-bankige, nur in den ausgesprochenen schieferigen Modifikationen dünn- und ebenbankige Absonderung, führen in ihren körnigeren Varietäten als wesentlichen, in den übrigen aber als zurücktretenden oder fehlenden Bestandteil Feldspat und sind wie die entsprechenden Einlagerungen im Kambrium aus diabasischen Gesteinen hervorgegangen.

Feldspatführende, vorwiegend körnige Hornblendegesteine lassen sich z. B. an dem Feldwege beim „d“ in „Dittersdorf“, sowie in dem westlich vom oberen Bahnhof Lößnitz befindlichen Bahneinschnitt anstehend beobachten. Flaserige, an größeren Hornblenden oft reiche, an Feldspat arme Vorkommnisse sind in ziemlicher Frische in dem an der Straße von Zwönitz nach Dittersdorf gelegenen Steinbruche, in mehr oder weniger zersetztem Zustande dagegen in den Bahneinschnitten östlich von Ober-Affalter, südlich vom Großen Teich und südlich vom Bahnhof Zwönitz erschlossen. Ausgeprägtere schieferige Struktur zeigt sich z. B. teilweise in dem genannten Aufschluß zwischen Zwönitz und Dittersdorf, ferner in dem an der rechten Talseite in Affalter angesetzten Bruche.

Innerhalb des westlich von Dorfchemnitz verzeichneten Silurgebiets fanden sich mehrfach (so 300—400 m östlich von Sig. 555,0 und gegen 100 m im Osten des südlich von Sig. 530,1 verzeichneten Hornblendeschieferlagers) Bruchstücke von Hornblendeschiefern, die durch ihre auffällige poröse Beschaffenheit an solche des Devons erinnern. Da jedoch anstehendes Gestein in diesem Gebiet fehlt, erschien die Vornahme einer Abtrennung dieser Vorkommnisse als Devon von dem umgebenden Silur nicht tunlich.

III. Das Devon.

Wie schon S. 8 u. 11 hervorgehoben, gehören die devonischen Komplexe der Mittelzone zu einem großen Teile nach Lagerung und petrographischer Beschaffenheit sicher dem unteren Mitteldevon an. Obwohl es leicht möglich ist, daß auch höhere Stufen der Formation vertreten sind, so mußte es doch mit Rücksicht auf die Kompliziertheit der Lagerungsverhältnisse, auf den sehr oft durch die Metamorphose beeinflussten Charakter der Gesteine, sowie namentlich auf den Umstand, daß bisher in ihnen organische Reste noch nicht entdeckt werden konnten, unterlassen werden, eine stratigraphische Gliederung des Devons zu versuchen.

Am Aufbau des Devons beteiligen sich in erster Linie schieferige bis körnig-massige Hornblendegesteine, die insbesondere im südwestlichen Abschnitt der Silur-Devon-Mulde die Formation vorwiegend repräsentieren, aber auch im nordöstlichen Teil große Bedeutung gewinnen, daneben, und zwar mit jenen durch vielfache Wechsellagerung verknüpft, phyllitische Schiefer von tonschieferartigem bis glimmerigem Habitus.

Unter den Hornblendegesteinen lassen sich drei, jedoch keineswegs scharf gegeneinander abgegrenzte Typen unterscheiden:

- a) Chloritische Hornblendeschiefer (*h, hc*),
- b) mehr oder weniger reichlich Feldspat führende, schwach schieferige, flaserige bis körnig-massige Hornblendegesteine (*h*),
- c) Augit-Hornblendeschiefer (*ha*).

a) Die größte Verbreitung gewinnen die chloritischen Hornblendeschiefer (*h*), welche im frischen Zustande bald hellere, bald dunklere grünliche, bei eintretender Verwitterung schmutziggrüne bis gelbbraune Farbe besitzen. Sie haben feinkörnige Beschaffenheit, sowie ein mehr oder weniger ausgesprochenes schieferiges Gefüge und setzen in meist sehr regelmäßig verlaufenden, schwächeren oder stärkeren Bänken Komplexe von zum Teil sehr bedeutender Erstreckung und Mächtigkeit zusammen. Eine besonders weitgehende, auf die Entstehung des Gesteins aus einem dünn und regelmäßig geschichteten Diabastuff hindeutende Spaltbarkeit prägt sich oft an den Vorkommnissen aus, die einem tiefen geologischen Horizont der Formation angehören, so am Südennde von Nieder-Lößnitz bei

der Elias-Mühle, im nördlichen Teil von Löbnitz an den nach Nordwesten laufenden Wegen, ferner in den Bahneinschnitten beim Bahnhof Zwönitz und bei Nieder-Zwönitz.

Eine ausgezeichnete und höchst auffällige, daher auch auf der Karte durch ein besonderes Symbol (*hc*) hervorgehobene Varietät der chloritischen Hornblendeschiefer kommt dadurch zustande, daß sich in ihnen, und zwar bankweise außerordentlich reichlich, körnig-kristallinischer Kalk teils in meist nur einige Millimeter starken Lagen und Schmitzen, teils in Linsen oder rundlichen Mandeln einstellt. Derartige kalkführende Hornblendeschiefer finden ihre Hauptentwicklung bei Löbnitz und Alberoda, wo sie sich zunächst aus der Gegend des oberen Bahnhofs Löbnitz bis auf das Joch zwischen Alberoda und Muldetal als zusammenhängender, das Innere der Silur-Devon-Mulde einnehmender Zug verfolgen lassen, welcher trotz der sehr steilen Stellung seiner Gesteinsbänke eine außerordentliche, bei Alberoda auf etwa 1 km anschwellende Breite besitzt. Wenngleich diese letztere durch Verwerfungen mit bedingt sein mag, so wird man doch die Mächtigkeit dieses Systems immerhin auf Hunderte von Metern veranschlagen dürfen. Ferner finden sich diese Hornblendeschiefer in schöner Ausbildung auch im südlichen Teil von Löbnitz, insbesondere an der rechten Talseite unweit des unteren Bahnhofs. Hier, wo in manchen Bänken die Kalkschmitzen eine Länge von 1 dm und eine Dicke von einigen Zentimetern erlangen, dürfte auch die Stelle zu suchen sein, wo in früheren Zeiten ein Kalkvorkommen unterirdisch abgebaut worden sein soll.

Im nordöstlichen Querstück der Silur-Devon-Mulde führt der durch einen Bruch am südwestlichen Ende von Lenkersdorf aufgeschlossene Hornblendeschiefer, sowie derjenige der westlich hiervon aufragenden Felsklippen kristallinen Kalk örtlich sehr reichlich in Form kürzerer Mandeln oder einiger Zentimeter langer Schmitzen.

Durch Auswitterung des Kalks erhält das Gestein ein eigenartiges, kavernoöses Ansehen, das mitunter allein noch, wie in den Bahneinschnitten südlich von Lenkersdorf, die ehemalige Kalkführung des Hornblendeschiefers verrät.

Stellenweise sind den chloritischen Hornblendeschiefern kleine, aber oft zahlreiche Magnetit-Oktaeder eingesprengt, so in dem Vorkommen im Westen von Lenkersdorf und in dem in dessen nordöstliche Verlängerung fallenden Lager im Osten dieses Ortes.

b) Feldspatführende Hornblendegesteine von schwach schieferiger oder flaseriger bis körniger Struktur sind im Devon des nordöstlichen Abschnitts der Silur-Devon-Mulde mehrfach an der Chemnitz-Auer Bahnlinie, und zwar als den phyllitischen Schiefen konkordant eingeschaltete Gesteinskörper mit meist dickbankiger, der allgemeinen Schichtenstellung konformer Absonderung zu beobachten, so namentlich in dem langen Einschnitt westlich des Zwönitzer Bahnhofs, sowie in den zwei Einschnitten, welche bei Nieder-Zwönitz zu beiden Seiten des vom Großen Teiche kommenden Tälchens angesetzt sind. An der erstgenannten Stelle sind zwei über 10 m mächtige derartige Lager aufgeschlossen, deren hangenderes in einer kleinen Partie am Fuße der nördlichen Böschung besonders frische und dabei körnig-massige Beschaffenheit aufweist. Beide kontrastieren scharf gegen die dünn- und regelmäßig geschichteten chloritischen Hornblendeschiefer ihres Liegenden. Letzteres gilt auch für das an der rechten Seite jenes Tälchens am nördlichen Ende des Aufschlusses angebrochene, ebenfalls im Hangenden eines chloritischen Hornblendeschiefers erscheinende dickbankige, feldspatreiche Hornblendegestein. Diesem ähnlich, aber etwas frischer, ist das Gestein des am linken Gehänge des erwähnten Tälchens zutage tretenden Lagers, das an seiner liegenden Grenze von einem schwarzen Schiefer des Devons konkordant unterteuft wird und an der hangenden zwar nicht bloßgelegt ist, aber jedenfalls eine beträchtliche, 20 m wohl überschreitende Mächtigkeit besitzt.

Im Südwesten sind massige Hornblendegesteine vorzugsweise und in großer Mächtigkeit an der Mulde, und zwar besonders auf der Höhe bei Sig. 429,1 und an dem benachbarten Steilhange, sowie an der nördlichen Grenze des Devons gegenüber der Holzschleiferei vertreten und werden im Zusammenhange mit der gesamten dortigen Gesteinsreihe später behandelt werden. Auch durch den Gehängeanschnitt an der Schneeberger Bahnstrecke östlich vom Bahnhof Niederschlema ist ein hierher gehöriges, feinkörniges Gestein von fast durchaus massiger Struktur und Absonderung aufgeschlossen.

Ein sehr feldspatreiches, nur schwach schieferiges, aber in dünne und regelmäßig verlaufende, fast senkrecht gestellte Bänke abgesondertes Hornblendegestein tritt im Süden der Hohen Warte an dem gegen 280 m südlich des Sig. 503,9 verzeichneten Feldwege zutage.

Ohne Zweifel repräsentieren auch die soeben unter b) beschriebenen Gesteine gleich den entsprechenden des Kambriums und Silurs amphibolitisierte und durch Druckwirkungen zum Teil schwach schieferig gewordene Diabase.

c) Augit-Hornblendeschiefer (*ha*). Diese eigentümlichen Hornblendegesteine sind auf den südwestlichsten Abschnitt der Silur-Devon-Mulde beschränkt, erlangen aber hier eine hervorragende Bedeutung. Sie setzen nämlich nicht nur die 200—300 m breite, von der Mulde nach Osten bis jenseits Alberoda ca. 1400 m weit ununterbrochen zu verfolgende Zone allein zusammen, mit der das Devon von Süden her beginnt, und in deren westlicher Verlängerung sie wieder im Niederschlemaer Tale auftreten, sondern sie beteiligen sich auch in später zu schildernder Weise am Aufbau der weiter nördlich folgenden devonischen Komplexe. Vorzügliche Aufschlüsse bieten in den südlicheren Vorkommnissen der gegen 150 m lange Eisenbahnanschnitt oberhalb der Eisenbrücke, sowie je ein Steinbruch in Alberoda und in Niederschlema, in den nördlicheren Vorkommen der Eisenbahnanschnitt oberhalb des Tunnels und einige Gehängeentblößungen.

Der Augit-Hornblendeschiefer erhält sein höchst charakteristisches Gepräge durch eine deutlich hervortretende Bänderung, welche dadurch erzeugt wird, daß sich der vorwiegend dunkelgrünen Gesteinsmasse bald häufiger, bald spärlicher Lagen und Schmitzen von hellgrünlicher oder weißlicher Färbung einschalten, die mitunter nur eine nach Bruchteilen eines Millimeters zu messende und selten eine mehr als 0,5 cm betragende Dicke besitzen, und welche sich teils rasch auskeilen, teils aber auch, wie namentlich an den weißlichen Lagen zu beobachten ist (Felsen am rechten Muldengehänge oberhalb der Eisenbahnbrücke und unterhalb derselben nahe dem Wehre der Holzschleiferei), auf größere Erstreckung und in gleicher Richtung fortsetzen. Nach K. DALMER*) besteht die dunkelgrüne Gesteinsmasse aus Hornblende, welche in der liegenden Zone in zum Teil büschelig angeordneten Säulchen, in den hangenderen, nördlichen Vorkommnissen in äußerst feinen, radial gruppierten, dicht beieinander liegenden Nadelchen auftritt. Die hellgrünen Lagen dagegen bauen sich vorwiegend aus rundlichen oder auch Kristallkonturen aufweisenden Körnern eines farblosen

*) Vgl. 1. Aufl. dieser Erläuterungen, S. 16.

bis hellgrünen Augits auf, der in die Reihe der eisenreicheren Diopside gehört. Dazu gesellt sich in beiden Modifikationen bald mehr, bald minder reichlich Plagioklas. Die weißlichen Streifen hingegen werden nach R. BECK*) vornehmlich durch ein Gemenge von Wollastonit, Muskovit, Augit und Epidot gebildet. Von untergeordneten Gemengteilen erscheint namentlich Granat in Körnern oder Aggregaten solcher, und zwar insbesondere in den hellgrünen Lagen, woselbst er im Niederschlemaer Steinbruch stellenweise derart überhandnimmt, daß er die Augit-Feldspatmasse fast ganz verdrängt. An dieser Stelle ist außerdem der Granat, auch vergesellschaftet mit Kalkspat und Epidot, denen sich mitunter Eisenkies, Arsenkies, Magnetkies und Bleiglanz zugesellen, auf Spalten und in Hohlräumen des Gesteins beobachtet worden. Im Muldentale findet sich Granat in dem großen südlichen Augit-Hornblendeschieferlager fast nur in dessen liegendsten Teilen im Bahnanschnitt oberhalb der Eisenbrücke und fehlt ganz in den nördlichen Lagern.

Die Augit-Hornblendeschiefer bilden schwächere oder stärkere, regelmäßig einfallende Bänke, welche in den genannten beiden Bahnanschnitten durchaus einheitliche, ohne jedes Zwischenlager eines anderen Gesteins erscheinende Komplexe von großer, im liegenderen derselben auf mehr als 60 m zu veranschlagender Mächtigkeit aufbauen. Östlich des Alberodaer Tales nimmt der Augit-Hornblendeschiefer an seiner hangenden Grenze durch das Zurücktreten der lichtereren Schmitzen den Charakter eines gewöhnlichen Hornblendeschiefers an.

Die phyllitischen Schiefer des Devons (*t*) von Sektion Lößnitz-Zwönitz sind, wo sie sich nicht von Faltungen betroffen zeigen, im allgemeinen mehr dünn- und ebenschieferig als dickschieferig und besitzen vorwiegend dunkelgraue, bisweilen schwärzliche, mitunter aber auch, namentlich bei ausgesprochenerem kristallinen Charakter lichtere, weißlichgraue Färbung. Sie haben meist ein feineres Korn als viele Schiefer des Silurs, insbesondere als die des oberen Untersilurs, und unterscheiden sich von diesen auch dadurch, daß bei ihnen die auf den Spaltflächen der letzteren oft so reichlich vorhandenen klastischen Muskovitschüppchen viel weniger häufig auftreten. Gar nicht selten gleichen sie ganz auffällig den Tentakuliten führenden

*) Vgl. Erläuterungen zu Sekt. Schneeberg-Schönheide, 2. Aufl., S. 19.

Schiefern des unteren Mitteldevons, wenn auch diese Fossilien in ihnen bisher noch nicht nachgewiesen werden konnten. Typisch ausgebildet finden sich solche Devonschiefer z. B. an folgenden Orten: in den Bahneinschnitten westlich und südlich des Bahnhofs Zwönitz namentlich als wenig mächtige Zwischenlagen in dem chloritischen Hornblendeschiefer und im direkten Hangenden des ober-silurischen Alaunschiefers, ferner auf den Feldern im Südwesten dieser Aufschlüsse und bei Nieder-Zwönitz, ebenso an der Westseite des Lößnitztales im Norden und im Süden von Lößnitz, an dem unweit des Bahnhofs Niederschlema gelegenen Anschnitt der Schneeberger Bahnlinie im Hangenden und Liegenden des S. 50 erwähnten Hornblendegesteins, sowie am Hohlweg beim „D“ in „Dittersdorf“. Hier und da sind sie reich an Kohlenstoff, so daß sie schwarz abfärben und den ober-silurischen Alaunschiefern ähnlich werden (so in manchen Bänken im Bahneinschnitt westlich vom Bahnhof Zwönitz) oder auch beim Vorhandensein quarzitischer Lagen an Kieselschiefer gemahnen können.

Bisweilen wechseln dünne Häute von Schiefersubstanz mit schwachen Lagen eines weißlichen, sehr fein- und gleichmäßig körnigen Quarzits in vielfacher, regelmäßiger Wiederholung ab. Es entsteht so ein quarzitisches gebändertes, mit den Nereitenquarziten des vogtländischen unteren Mitteldevons übereinstimmendes Schiefergestein, das hie und da in dünn- und ebenplattig spaltenden, nur einen oder wenige Dezimeter mächtigen Bänkchen anstehend angetroffen wurde, z. B. in dem Hornblendeschiefer im nördlichsten Teile von Lößnitz, etwa 100 m nördlich der Abzweigung der Fahrstraße nach dem Bahnhofe von der Talstraße, ferner im Niederschlemaer Bahnanschnitt, außerdem sich nicht selten in Bruchstücken auf den Feldern fand. Bisweilen gelangt an den feinen Lagen desselben eine komplizierte und minutiöse Fältelung zum Ausdruck.

Die im vorhergehenden als phyllitische Schiefer beschriebenen Gesteine haben wohl häufig noch tonschieferartigen Charakter, besitzen aber auch oft, ihrer zum Teil verhältnismäßig geringen Entfernung von den glimmerigen Phylliten des Kambriums entsprechend, ein durch erhöhten Glanz und feinschuppiges Gefüge sich dokumentierendes, mehr oder weniger kristallines Gepräge. Dabei läßt sich z. B. im Einschnitt westlich des Bahnhofs Zwönitz wahrnehmen, daß der Grad der Kristallinität in verschiedenen Lagern desselben Aufschlusses oder sogar in einem und demselben Lager wechseln

kann. Namentlich da, wo die Tonschiefer, aus denen sie hervorgingen, ursprünglich bereits eine lichtere Färbung besessen haben mögen, weisen die phyllitischen Schiefer einen dem der normalen kambrischen Phyllite schon sehr ähnlichen Habitus auf, so im mittleren Teil jenes Einschnitts, lokal im südlichen Teil von Alberoda, sowie innerhalb der östlich von Niederschlema verzeichneten Devonparzelle.

Wie in denen des Silurs, so ist ferner auch in den phyllitischen Schiefen des Devons Albit in kleinen, oft schon zersetzten, aber bisweilen auch noch frischen Körnchen ein so weitverbreiteter Gemengteil, daß von der Anführung einzelner Fundpunkte abgesehen werden kann. Nur auf eine ganz extreme Varietät sei hingewiesen, die in Gestalt einiger bis 0,5 m mächtiger, fast massiger Bänke in einem am Nordende von Nieder-Zwönitz unweit des Sig. 486,1 befindlichen Eisenbahnanschnitt einem Komplex schwärzlicher, auch meist schon ziemlich dickschieferig spaltender und an kleinen Feldspatkörnchen reicher Schiefer eingeschaltet ist und relativ große Feldspäte so massenhaft beherbergt, daß die Schiefermasse gegen diese auffällig zurücktritt.

Hie und da, und zwar besonders in dem Hohlwege bei der Elias-Mühle in Nieder-Löbnitz zeigte sich an manchen Handstücken der phyllitischen Schiefer des Devons das S. 16 erwähnte, dem Chloritoid ganz ähnliche Mineral in sehr zahlreichen, zwar winzigen, aber durch starken Glanz ausgezeichneten, schwärzlichen Kristallblättchen.

Die aus dem Silur beschriebenen knotenartigen oder gestreckten dunklen Konkretionen wurden in den phyllitischen Schiefen des Devons beispielsweise westlich vom Bahnhof Zwönitz, und zwar in den S. 53 erwähnten Zwischenlagen dunkler Schiefer im chloritischen Hornblendeschiefer, ferner in der Umgebung der Elias-Mühle, an der Straße nahe dem nördlichsten Ende von Löbnitz und an einem Fußwege etwa 300 m südöstlich des „z“ in „Löbnitz“, jedoch auch hier überall bereits zu einem bräunlichen Ocker umgewandelt wahrgenommen.

Hornblendegesteine und phyllitische Schiefer setzen in vielfachem, regelmäßigem Wechsel von Lagern oder linsenförmigen Gesteinskörpern mit äußerst schwankender Mächtigkeit die devonischen Terrains der Sektion zusammen. Gelegenheit zur Beobachtung dieses Lagerungsverhältnisses bieten namentlich der oft

genannte Einschnitt westlich vom Bahnhof Zwönitz, derjenige an der Schneeberger Bahn bei Niederschlema, sowie die vom nördlichen Teil der Stadt Löbnitz nach Nordwesten zu laufenden Wege. Naturgemäß ist es dort, wo eine solche Wiederholung der Schiefer und Hornblendegesteine auf engem Raume sich vollzieht, ebenso aber auch auf den ausgedehnten Feldflächen, wo anstehendes Gestein nur sporadisch erscheint, und wo daher die Kartierung nach den dem lehmigen Verwitterungsboden beigemengten Bruchstücken der Gesteine des Untergrundes erfolgen muß, nicht möglich, beide auf der Karte gesondert darzustellen. In solchen Fällen wurde versucht, diese Wechsellagerung durch eine Schraffierung zum Ausdruck zu bringen (*th*).

Spezielle Lagerungsverhältnisse des Silurs und Devons.

a) Das Silur in der nordwestlichen Mulde. Beschreibung des Randprofils II.

Der oft genannte, bis etwa 7 m tiefe Bahneinschnitt im Osten von Ober-Affalter durchquert fast senkrecht zu ihrem ostnordöstlichen Streichen eine mehr oder weniger steil nach Nordwesten einfallende Schichtenreihe, die sich vom Liegenden zum Hangenden, also von Südosten nach Nordwesten zu, aus folgenden Gliedern zusammensetzt:

1. 120 m: dünnblättriger, grauer, auch rötlicher, weicher, schwach phyllitischer Schiefer vom ausgesprochenen Untersilur-Charakter, zunächst in Bruchstücken an der Böschung hervortretend, weiterhin anstehend.

2. 20 m: schwarzer, meist ebenbankiger Kieselschiefer des Obersilurs. Fallen im Liegenden zunächst recht steil konform dem der Bänke in 1., nach dem Hangenden zu sich auf etwa 40° abflachend.

3. 40 m: bankig abgesonderter, schon ziemlich zersetzter, flaseriger Hornblendeschiefer, den Kieselschiefer von 2. konkordant überlagernd, offenbar aus einem Obersilurischen Diabas hervorgegangen. Darüber ebenfalls konkordant

4. 25 m: vorherrschend Alaunschiefer, teils noch hart und dickschieferig, teils sehr weich, dünnblättrig, lokal zu schwarzem Mulm aufgelöst. Hierin fanden sich die S. 46 unter 1. aufgeführten Graptolithen, und zwar in einer überraschend großen Anzahl von Exemplaren in den dem Mulm eingebetteten Blättchen.

5. 55 m: flaseriger Hornblendeschiefer gleich dem in 3.

6. Gegen 5 m dünnplattiger, hellgrauer Kieselschiefer, die östliche Böschung in Bruchstücken beschotternd, an der westlichen anstehend, seiner geringen Mächtigkeit halber im Profil ohne Symbol dargestellt.

7. 115 m: vorwiegend graue, erdige, stumpfe Schiefer mit klastischem, das obere Untersilur kennzeichnendem Habitus und oft ausgeprägter transversalen Spaltbarkeit. Die Gesteinsbänke sind konform dem allgemeinen Fallen nach Nordwesten geneigt. Hierin stellen sich die früher besprochenen geröllführenden Lagen und Knotenschiefer ein, auf welche letztere bis zum Ende dieses Abschnitts rötlichgraue Schiefer folgen.

8. ca. 60 m, an der Ostseite ununterbrochen anstehender, teils dünnplattiger, teils dickbankiger, schwärzlicher oder auch ausgebleichter, im ganzen dem des Abschnitts 2. gleichender ober-silurischer Kieselschiefer. Die Mächtigkeit dieses Komplexes entspricht wegen der an ihm lokal wahrzunehmenden Biegungen nicht ganz seiner großen Ausdehnung. An der Westseite des Einschnitts setzt dieser Kieselschiefer, wohl infolge einer Querverwerfung, noch eine Strecke weiter fort als an der Ostseite.

Daß von 1. bis 6. eine regelmäßige, durch Verwerfungen nicht gestörte Aufeinanderfolge der Schichten vom Untersilur zum Obersilur herrscht, wird nicht nur durch das insgesamt gleichsinnige und nahezu gleich große Fallen derselben dargetan, sondern läßt sich auch dort, wo die unmittelbaren Grenzen je zweier Abschnitte entblößt sind, wie zwischen 2. und 3. und 3. und 4., deutlich wahrnehmen. Hingegen liegt die Möglichkeit vor, daß das Untersilur in Abschnitt 7., sei es nach unten oder nach oben oder auch nach beiden Seiten hin, von streichenden Verwerfungen begrenzt wird, da der direkte Kontakt mit den beiden Kieselschieferpartien verdeckt ist, und die Verquarzung seiner Schiefer nach dem Liegenden zu, wie auch die auffällige, durch Ausscheidung von Eisenoxyden hervorgebrachte Rötung der hangenderen Teile des Untersilurs wohl das Vorhandensein von Spalten andeuten könnte. Um so bestimmter tritt wieder die regelmäßige Überlagerung des Obersilurs von 8. durch das nun abermals folgende Untersilur des nächsten Abschnitts hervor.

9. ca. 110 m: Komplex von schwach phyllitischen Schiefen, im wesentlichen denen in 7. gleichend, dem oberen Untersilur

angehörig. Nach dem Hangenden zu machen sich Faltungen bemerkbar, auch weisen beträchtliche Verquarzungen auf Verwerfungen hin.

Von hier ab ist der Zusammenhang der Partien anstehenden Gesteins ein nicht mehr ganz kontinuierlicher. Es folgen noch:

10. ca. 30 m: sehr dünnplattiger, weißlicher, nur im Hangenden schwärzlicher Kieselschiefer, in Bruchstücken die Böschungen bedeckend, hier und da auch an deren Fuße anstehend.

11. ca. 50 m: Schiefer des Untersilurs, nahe der Sohle des Einschnitts mehrfach anstehend, sehr steil nach Nordwesten fallend.

Die Tatsache, daß sich in dem beschriebenen Schichtensystem das Obersilur sowohl wie das Untersilur mit gleichsinnigem Fallen wiederholen, beweist zunächst, daß Faltungen oder streichende Verwerfungen dessen Tektonik beherrschen müssen. Inwieweit das eine oder andere oder beides vorliegt, läßt sich im einzelnen nicht ganz sicher entscheiden, da, wie oben gesagt, die hangende und die liegende Grenze des Untersilurs im Abschnitt 7. sich der Beobachtung nicht darbieten. Daß jedoch nicht streichende Verwerfungen allein, sondern zweifellos auch Faltungen, und zwar solche mit überkippter Stellung ihrer Flügel in Betracht kommen, wird dadurch erwiesen, daß, wie bemerkt, das Obersilur des Abschnitts 8. direkt und gleichmäßig vom Untersilur des Abschnitts 9. überlagert wird, somit hier die umgekehrte Reihenfolge herrscht wie in dem südlicheren, tieferen Teil des Profils.

Während sich das Obersilur des Einschnitts in seinem Streichen nach Osten zu noch eine ziemliche Strecke in das angrenzende Waldgebiet hinein durch Lesesteine von Kieselschiefer verfolgen läßt, ist dies nach Westen hin nicht der Fall. Vielmehr trifft in dieser Richtung der liegendere, die Abschnitte 2. bis 6. des Profils umfassende obersilurische Komplex auf dasjenige tiefere Untersilur, welches in dem 500 m westlich von der Straße Affalter—Zwönitz gelegenen Bruche gut aufgeschlossen und mit dem Kambrium seines Liegenden innigst verknüpft ist, während das obere Untersilur von 1. nach Westen zu an Kambrium abstößt. Es muß demnach zwischen dem Bahneinschnitt und dem erwähnten Bruche eine nahezu von Nordwesten nach Südosten gerichtete Querverwerfung vorhanden sein, längs welcher eine Verschiebung des nordöstlich von ihr gelegenen Silurs nach Südosten zu stattgefunden hat. Eine ebensolche, wenngleich weniger bedeutende Querspalte

ist auch an der Südwestseite des genannten Bruches angedeutet, wo die lichten Phyllite des Kambriums scharf gegen die schwarzen Schiefer des Silurs abstoßen.

Auch im weiteren östlichen Verlauf des Südostrandes der Silurmulde verrät sich die Existenz von Querverwerfungen dadurch, daß an den beiderseitigen Gehängen der diese Linie fast rechtwinkelig kreuzenden Täler die Formationsgrenzen gegeneinander in demselben Sinne wie oben beschrieben, also nach Südosten zu, verschoben sind, bis schließlich bei Dorfchemnitz diese ganze Silurzone durch die bereits S. 6 erwähnte Hauptverwerfung nach Nordosten zu quer abgeschnitten wird.

Wie S. 6 bemerkt, erscheinen Einmuldungen des Obersilurs in das Untersilur noch im Hangenden der Schichtenreihe des Bahnprofils, also weiter nach Nordwesten zu, durch das örtliche Auftreten von Kieselschieferbruchstücken im Streitwalde angezeigt. Größere Blöcke von Kieselschiefer waren auch östlich der Zwönitz-Stollberger Chaussee nahe der nordwestlichen Grenze des Silurs gegen das Kambrium anzutreffen.

Im Anschnitt beim Bahnhof Affalter selbst sind im Liegenden des dortigen, ziemlich massigen Hornblendegesteins Schichten entblößt, die den Alaun- und Kieselschiefern recht ähnlich sind, die jedoch, da ihr Obersilurischer Charakter nicht sicher festzustellen war, auf der Karte noch mit dem Untersilur vereinigt wurden.

Da wo die Schichtenstellung zu beobachten ist, zeigt sich stets ostnordöstliches bis nordöstliches, also dem der ganzen Mulde entsprechendes Streichen und nordwestliches Fallen.

b) Das Silur und das Devon in der südöstlichen Mulde.

Die Tektonik des nordöstlichen Abschnitts der südlichen Mulde hat bereits, soweit sie der Ermittlung zugänglich ist, ihre Darstellung im einleitenden Abschnitt S. 6—9 gefunden, wo auch die allgemeinsten Züge des Aufbaues des südwestlichen, von jenem durch die Querverwerfungen beim Schnepfenberge geschiedenen Muldenstücks zur Erörterung gekommen sind. Es erübrigt jedoch noch, auf die speziellere Gliederung des letzteren besonders einzugehen.

Dieser südwestliche Abschnitt wird etwas östlich von der das Normalprofil repräsentierenden Linie Schießhaus — unterer

Bahnhof durch die S. 11 erwähnte, ebenfalls nahezu nord-südlich streichende Spalte wiederum in zwei Querstücke, ein größeres westliches und ein kleineres östliches zerlegt. Der südliche Beginn dieser Verwerfung drückt sich in der Verschiebung der Kambrium-Silur-Grenze nach Norden zu aus, durch welche zugleich bewirkt wird, daß auf der südwestlichen Spitze des Löbnitz-Dreihansener Talsporns die von Westen her über das Löbnitztal hinweg streichenden Devonkomplexe gegen das Kambrium und Silur im Osten abstoßen. Weiter nördlich scheint die Spalte ungefähr dem Löbnitztal zu folgen, indem sie sich hier z. B. in der ebenfalls nach Norden gerichteten Verrückung der östlichen Fortsetzung des mächtigen Zuges kalkreicher Hornblendeschiefer von Löbnitz-Alberoda kundgibt.

Die Lagerungsverhältnisse innerhalb des östlichen Querstücks sind außerordentlich verwickelt und in ihren Einzelheiten nicht völlig zu entwirren, da nicht nur, wie an den Hohlwegen im Osten von Löbnitz zu sehen ist, die Schichten komplizierte und steile Biegungen und Faltungen erlitten haben, sondern auch ganze Komplexe derselben durch Verwerfungen zerstückelt worden sind. Solche Spalten sind direkt zu beobachten namentlich in dem am Ostende von Dittersdorf, westlich von Sig. 525,9 gelegenen Bahneinschnitt, wo sie die Hornblendeschiefer und die darüber lagernden dunklen Schiefer betroffen haben, ferner im Untersilur an der Nordseite des oberen Bahnhofs, sowie in dem nächsten westlichen Einschnitt. Derartige Dislokationen verraten auch sonst ihr Vorhandensein durch die zerdrückte und verquarzte Beschaffenheit der Gesteine, z. B. am Hohlweg zwischen der Stadt Löbnitz und dem oberen Bahnhof. Trotz dieser Schwierigkeiten ließen sich folgende Momente für die Tektonik feststellen: Wie im Westen, folgt auch hier von Süden, also vom Liegenden her, auf das Silur das Devon. Letzteres wird vornehmlich repräsentiert durch örtlich Kalkmandeln führende Hornblendeschiefer (namentlich am rechten Gehänge in Dittersdorf) und daneben durch phyllitische Schiefer vom Gepräge des unteren Mitteldevons (Hohlweg beim „D“ in „Dittersdorf“). Zwischen Silur und Devon schiebt sich auf der Höhe des Löbnitz-Dreihansener Joches ein als felsiger Kamm aufragender, aber nur wenig ausgedehnter Zug normaler, albitführender Phyllite ein, der nach dem Gepräge der letzteren, sowie wegen des Vorkommens von Phykodesquarzit auf den benachbarten Feldern kaum anders als eine auf Spalten

heraufgepreßte kambrische Scholle aufgefaßt werden kann. Während nun aber westlich des Löbnitztales das Devon nach Norden zu direkt an den mächtigen Zug kalkreicher Hornblendeschiefer grenzt, schaltet sich hier östlich des Löbnitztales zwischen das Devon und die östliche Fortsetzung des letzteren eine Silurzone ein, die nahe ihrem westlichen Ende, in der Umgebung des Löbnitzer Kirchhofs, eine gegen 400 m betragende Breite besitzt, nach Osten zu sich aber auffällig rasch verschmälert, wobei sich das Devon ihres Liegenden entsprechend verbreitert. Diese Erscheinung kann zum Teil durch die sehr steile, ja senkrechte Schichtenstellung im Osten des Kirchhofs (an dem das „D“ in „Dittersdorf“ schneidenden Wege), zum Teil auch in der Existenz einer Querverwerfung zwischen Silur und Devon begründet sein. Dieses Silur setzt sich weiter nach Osten zu über den Rücken zwischen der Hinteren Aue und dem Dittersdorfer Tal hinweg bis zu dem Bahneinschnitt an der Südseite der Hinteren Aue fort. Dicht jenseits des letzteren wird es vom Kambrium quer abgeschnitten. In diesem Aufschluß werden die untersilurischen Schiefer wieder überlagert von dem S. 46 genannten, Graptolithen führenden, gegen 5 m mächtigen ober-silurischen Kieselschiefer, dessen Hangendes phyllitische Schiefer und längs der ganzen Nordseite des Joches hervortretende Hornblendeschiefer des Devons bilden. Ein diesem letzteren entsprechender devonischer Komplex überlagert ebenfalls das Silur weiter westlich zwischen Löbnitz und Dittersdorf. Hiernach ließe sich diese ganze Silurzone als eine Auffaltung innerhalb des Devons auffassen.

Sehr verwickelte Verhältnisse machen sich weiter nördlich, in der Umgebung des oberen Bahnhofs Löbnitz, geltend. Hier wird das hangende Devon einerseits nach Osten zu durch eine nahezu nord-südlich streichende Querverwerfung gegen das Silur, andererseits nach Westen zu in dem Einschnitt westlich des Bahnhofs durch eine direkt sichtbare, nordnordöstlich streichende, steil nach Nordwesten einfallende Kluft gegen eine Schieferreihe abgeschnitten, die nach der Übereinstimmung gewisser ihrer Bänke mit dem typischen Untersilur von Affalter ebenfalls dieser Formation zugewiesen wurde. Die östlichere Silurpartie, die vom Bahnhof aus längs der Bahnlinie bis zu deren Umbiegung bei der Hinteren Aue verfolgbar ist, tritt ersichtlich nahe an das S. 8 u. 9 erwähnte, bereits dem nordöstlichen Hauptabschnitt der großen Silur-Devon-Mulde

angehörige Silur des Schnepfenberges heran, mit dem es wohl ursprünglich zusammengehungen hat. Eine beschränktere Ausdehnung hat die westlich vom oberen Bahnhof verzeichnete Silurpartie. Sie schiebt sich als nur schmaler Streifen mit einem, für diese Gegend außergewöhnlichen Nordost-Streichen zwischen das Devon vom Bahnhof und die östliche Fortsetzung des Alberoda-Lößnitzer Kalkhornblendeschieferzuges ein, der hier an seiner liegenden Grenze mit einer ebenso nach Nordosten gerichteten Linie abbricht, die sein rasches Auskeilen nach Osten zu auf dem Kartenbilde bedingt.

Noch weiter nördlich scheint die Lagerung wieder mehr den normalen Verhältnissen auf der westlichen Seite des Lößnitztals zu entsprechen. Es folgen hier wie dort auf den kalkreichen Hornblendeschiefer nach Norden zu, also nach dem Hangenden hin, zunächst dunkle Schiefer des Devons mit Einlagerungen von Hornblendeschiefen (*th*) und auf diese dann abermals silurische Gesteine. Nur erstreckt sich östlich des Lößnitztals das Silur etwas weiter nach Norden als an der anderen Talseite, und außerdem stößt hier das devonisch-silurische Schichtensystem nach Osten zu bald an dem Kambrium des Schnepfenberges ab.

In dem größeren westlichen Querstück dieses südwestlichen Muldenabschnittes tritt, wie S. 10 ausgeführt, das Silur an den Rändern der Mulde, also zwischen dem ihr Inneres einnehmenden Devon und dem Kambrium der Außenseiten auf, und zwar ausgedehnter im Norden in der Schießhauszone, auf viel kürzere Erstreckung dagegen im Süden. Weiter westlich grenzt dann das Devon längs weit fortstreichender Spalten direkt an das Kambrium. Deutet schon die große, bis gegen 2 km betragende Breite dieses devonischen Muldeninnern bei durchweg steilem und nördlichem Einfallen seiner Gesteinsbänke auf das Vorhandensein von streichenden Verwerfungen hin, so gelangen solche zu direktem Ausdruck in dem durch das rechte steile Gehänge des Muldentales oberhalb Niederschlema dargebotene Querprofil. Dieses beginnt im Norden mit der auf S. 12 geschilderten Hauptverwerfung, welche gegenüber der Holzschleiferei die Mulde erreicht und sich hier durch eine Kluft deutlich markiert, und läßt sich von da ab nach Süden zu in folgende Hauptabschnitte gliedern.

1. Während nördlich der Spalte normale lichte kambrische Phyllite, zum Teil mit Zwischenlagen von Phykodesquarzit, und in

deren Liegendem am unteren Teil des Gehänges ein massiges, ebenfalls kambrisches Hornblendegestein anstehen, tritt an der Südseite der Kluft etwa 50 m weit in ansehnlichen Felsen ein zwar auch durchaus massiges, ziemlich feinkörniges Hornblendegestein auf, das sich jedoch an dem das Gehänge entlang führenden Wege von dunklen Schiefen des Devons überlagert zeigt, also dieser Formation zugerechnet werden muß. Südlich davon folgen auf eine mehr als 200 m lange Strecke vorwiegend ebenbankige, plattig spaltende, nach Osten bis Ostnordosten streichende und meist mit mehr als 50° nach Norden zu fallende Hornblendeschiefer. Diese tragen bisweilen die auf S. 51 erwähnte weißliche Streifung zur Schau (besonders schön dicht oberhalb des Wehres) und enthalten mehrfach (z. B. an der soeben genannten Stelle und namentlich an einer 80—100 m unterhalb des Wehres sich am Hange bis zur Höhe hinaufziehenden Felspartie) bis über 1 m mächtige Bänke mit Linsen und Schmitzen von kristallinischem Kalk. Auch zeigen sich diese Hornblendeschiefer mit dunklen phyllitischen Schiefen vom typischen Gepräge des unteren Mitteldevons regelmäßig verknüpft. Im Liegenden dieser Schichtenreihe stellen sich sodann auf den Feldern an der Nordseite der kleinen Schlucht nördlich von Sig. 429,1 in zahlreichen Bruchstücken Kieselschiefer des Obersilurs ein.

2. Der nun folgende Abschnitt beginnt mit dem auf der Karte als Liegendes dieses Obersilurs eingetragenen Streifen meist dunkler phyllitischer Schiefer (*t*), die in Blöcken am Gehänge zerstreut sind, aber auch im Gebüsch anstehen und daselbst sehr steile Schichtenstellung und den petrographischen Charakter des unteren Mitteldevons aufweisen. Auf sie folgt etwa 300 m weit eine mächtige Reihe massiger, undeutlich bankig abgesonderter, nur hier und da durch Pressungen flaserig-schieferig gewordener Hornblendegesteine von im ganzen recht gleichmäßiger und ziemlich feinkörniger Struktur. Diesen ist eine am Fuße des Gehänges etwas nördlich des Sig. 429,1 durch einen alten Anbruch entblöbte, aber nur wenig mächtige Partie dünnblättriger devonischer Schiefer eingelagert. Deutlichere Parallelstruktur, verbunden mit nördlichem Fallen, spricht sich erst an den Augit-Hornblendeschiefern nahe der liegenden Grenze dieses Abschnitts bei der Eisenbahnbrücke, insbesondere am jenseitigen, also linken Ufer der Mulde aus. Auf dem rechten Ufer werden diese letzteren bei der Brücke abermals von einem

nur wenige Meter mächtigen Kieselschiefer konkordant unterteuft, der unverkennbar den Charakter des Obersilurs trägt. Es wiederholt sich also in diesem Abschnitte ebenso wie im ersten vom Hangenden zum Liegenden die Reihenfolge Devon—Obersilur, so daß an der Grenze beider eine streichende Verwerfung anzunehmen ist. Eine zweite ebensolche verrät sich durch das Auftreten einer quarzigen Breccie bei der Eisenbahnbrücke im direkten Liegenden des Kieselschiefers und trennt diesen von dem nun folgenden dritten Abschnitt.

3. Dieser gegen 250 m breite Abschnitt beginnt im Liegenden der Breccie mit einem nur 1—2 m mächtigen, schwärzlichen, weichen Schiefer, welcher sich an seiner liegenden Grenze fest verbunden zeigt mit einem sehr mächtigen, durch die Bahnlinie auf größere Erstreckung angeschnittenen, regelmäßig nach Norden einfallenden Augit-Hornblendeschiefer. Dunkle, bisweilen quarzitisches Lagen umschließende Schiefer des unteren Mitteldevons bilden dessen Liegendes und werden ihrerseits wieder von einem wenig mächtigen Augit-Hornblendeschiefer mit nördlichem Einfallen unterteuft, der gegen 30 bis 40 m am Gehänge verfolgt werden kann, und unter dem sich schließlich nochmals, wie namentlich auf dem Joche zwischen dem Muldental und dem kleinen, bei der Eisenbrücke mündenden Seitentälchen zu sehen ist, devonische Schiefer einstellen. Mit diesen zeigen sich auch hier und da Kieselschiefer vergesellschaftet, jedoch nur in so spärlichen Bruchstücken, daß deren kartographische Darstellung unterbleiben mußte.

4. Gegen 100 m unterhalb der Mündung des zuletzt genannten Tälchens wird diese devonische Serie durch eine west-östlich streichende, am Gehänge sich auch durch eine Rinne kennzeichnende Verwerfung abgeschnitten, an deren Südseite ein etwa 100 m breiter, nach Osten bis zum Alberodaer Tale verfolgbarer Streifen von meist lichten, zum Teil albitführenden und lokal quarzitisches gebänderten Phylliten folgt, die nach ihrem Habitus dem Kambrium zuzuweisen sind. Südlich von diesen erscheint sodann, durch die Bahnlinie angeschnitten, der tiefste Augit-Hornblendeschiefer, der aber im wesentlichen mit dem vom 3. Abschnitt übereinstimmt. Er fällt regelmäßig nach Norden ein und setzt nach Osten bis über das Alberodaer Tal hinaus fort. Daß er ebenfalls ein Glied des Devons ist, geht daraus hervor, daß das in seiner westlichen Verlängerung gelegene Niederschlemaer Lager desselben Gesteins an der linken Talseite, wie sich

in mehreren Aufschlüssen in der Nähe des dortigen Gasthauses wahrnehmen ließ, in regelmäßigem Lagerungsverbande mit dunklen Schiefen des Devons steht.

Hiernach muß dieser tiefste Augit-Hornblendeschiefer-Zug durch eine streichende Verwerfung vom Kambrium seines scheinbaren Hangenden geschieden sein, letzteres muß also eine von zwei parallelen Spalten mit west-östlicher Richtung begrenzte Scholle innerhalb der devonischen Komplexe darstellen.

Eine kleine Schlucht trennt schließlich wieder die tiefsten Schichten des Augit-Hornblendeschiefers an der Bahnlinie von dem nach Süden zu folgenden Phyllit. Dieser ist hier durch den Granit von Aue zwar schon stark metamorphosiert, doch kennzeichnet sich seine von dieser Umwandlung nicht betroffene östliche Fortsetzung durchaus als Kambrium, das sich nun von hier aus ununterbrochen bis zur Südgrenze der Sektion ausdehnt.

Das im vorhergehenden beschriebene, gegen 1300 m lange Profil stellt somit einen Durchschnitt durch ein in das Kambrium eingesunkenes und infolge streichender Verwerfungen verbreitertes Schichtensystem dar, welches mit Ausnahme des nur wenig mächtigen Obersilurs und der verhältnismäßig schmalen kambrischen Scholle dem Devon, und zwar nach der Beschaffenheit der die Hornblendegesteine begleitenden Schiefer wenigstens zu einem großen Teile dem Mitteldevon angehört.

Beziehungen zwischen der geologischen Zusammensetzung und den Bodenverhältnissen des Schiefergebirges.

Von den Gesteinen des Schiefergebirges der Sektion Lößnitz-Zwönitz kommen als Bodenbildner im wesentlichen nur Phyllit und chloritischer Hornblendeschiefer in Betracht. Die Verwitterungsdecke der Phyllite besteht zu oberst aus einer selten über 1 m, meist nur 0,5 m mächtigen Schicht eines gelbbraunen bis graubraunen Lehm, welcher in mehr oder minder reichlicher Menge mit eckigen Gesteinsbrocken von Sandkorn- bis Faustgröße gemengt ist, deren Vorwalten oder Zurücktreten ein mehr sandig-lockeres oder ein bindigeres Gefüge bedingt. In agrikulturchemischer Hinsicht läßt sich der Lehm als verhältnismäßig reich an Eisenoxyd, Kali und Magnesia, jedoch ziemlich arm an Kalk und Phosphorsäure charakterisieren. Untersucht wurde beispielsweise die Feinerde

(Bestandteile unter 0,2 mm Durchmesser) einer der Beuthaer Flur entnommenen Bodenprobe.

Durch Behandeln mit Salzsäure bei 100° C wurden gelöst:

$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	10,90 %
CaO	0,08 %
MgO	0,98 %
K_2O	0,15 %
P_2O_5	0,005 %

Aus dem unlöslichen Rückstand ließen sich mit Schwefelsäure noch 0,11 % MgO und 1,07 % K_2O ausziehen (Al_2O_3 wurde nicht bestimmt).

Nach unten geht die Lehmschicht in einen losen, lediglich aus wirr durcheinander liegenden Schieferbruchstücken bestehenden Schutt über, unter dem sodann das in seinen oberen, der Erdoberfläche benachbarteren Teilen meist stark zerrüttete und zerklüftete, anstehende Phyllitgestein folgt.

Bemerkenswert ist, daß sowohl das Ausgehende des letzteren, als auch die Phyllitbruchstücke der Schutt- und Lehmschicht häufig — von rostfarbenen Flecken auf den Schieferungsflächen abgesehen — keine oder nur geringe Spuren von Verwitterung erkennen lassen und meist noch ganz frische, glänzende Spaltflächen aufweisen. Nur bei den schwarzen Phylliten läßt sich öfters nahe der Oberfläche, bisweilen aber auch noch in größerer Tiefe eine auffälligere Umwandlung beobachten, die sich in einer auf Oxydation des Kohlenstoffes beruhenden Bleichung, sowie in einer mehr oder weniger weichen, erdigen Beschaffenheit der Bruchstücke offenbart. Ergibt sich schon hieraus, daß die dunklen Phyllite im Vergleich zu den lichten eine geringere Widerstandsfähigkeit gegen die zersetzenden Einflüsse der Atmosphärien besitzen, so wird dies noch dadurch bestätigt, daß der Verwitterungslehm der ersteren eine durchschnittlich größere Mächtigkeit erreicht als der der letzteren. So beträgt diese z. B. in den Fluren von Dorfchemnitz, Nieder-Zwönitz und Kühnhaide innerhalb der Areale des schwarzen Phyllits 0,6 m bis über 1 m, während im Gebiete der glimmerigen und der grauen tonschieferähnlichen Phyllite die Lehmschicht meist nur 0,4 oder 0,5 m — an sanft geneigten Talgehängen oder in flachen Einsenkungen etwas mehr, an steileren Abhängen noch weniger — mächtig ist. Hiermit steht auch der weitere Unterschied

in Zusammenhang, daß der Boden dieser letzterwähnten Phyllitvarietäten im allgemeinen reicher an sandigen und steinigen Beimengungen, sowie lockerer und weniger bindig ist als derjenige des schwarzen Phyllits.

In anderer als der im vorstehenden beschriebenen Art und Weise pflegt mitunter die Verwitterung des Phyllits in flachen muldenförmigen Einsenkungen vor sich zu gehen, in dem die hier herrschende Nässe des Bodens eine vollständigere Zersetzung insbesondere der feineren, sonst den Boden lockernden Phyllitbruchstückchen begünstigt und der Bildung von hellfarbigen Eisenoxydverbindungen Vorschub leistet. Infolgedessen lagert an solchen Stellen gleich unter der meist schon durch bläulichgraubraune Farbe ausgezeichneten Krume eine zäh-tonige, weißgraue, mit zahlreichen größeren Schieferfragmenten gespickte Masse, deren Undurchlässigkeit die an und für sich schon durch die eingesenkte Terrainlage bedingte Bodennässe noch beträchtlich vermehrt. Diese Bodenverhältnisse finden sich z. B. an der linken Talseite bei Raum, ferner östlich des oberen Endes von Beutha, sowie an verschiedenen Stellen der Flur von Brünlos.

Der Verwitterungslehm der Hornblendeschiefer unterscheidet sich von dem der Phyllite zum Teil schon äußerlich durch seine intensiver gelbbraune, mitunter auch rötlichbraune Farbe; ferner in chemischer Hinsicht durch den diesen äußerlichen Unterschied bedingenden höheren Eisenoxydgehalt, sowie durch etwas reichlichere Führung von Kalk und Phosphorsäure. So enthielt z. B. der Salzsäureauszug einer zwischen Alberoda und Löbnitz aus $\frac{1}{2}$ m Tiefe entnommenen Probe:

$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	15,07 %
CaO	1,61 %
MgO	1,59 %
K_2O	Spuren
P_2O_5	0,53 %

Der verhältnismäßig beträchtliche Phosphorsäuregehalt ist nicht auffällig, wenn man berücksichtigt, daß Apatit ein konstanter neben-sächlicher Bestandteil der chloritischen Hornblendeschiefer ist. Der Alkaligehalt des Bodens dürfte bei der wechselnden Menge des im Gestein enthaltenen Feldspats und Glimmers ein schwankender, im allgemeinen jedoch wesentlich geringerer sein als bei den Phyllit-

böden. Die Verwitterungslehmschicht erreicht insbesondere bei den chloritreichen, schieferigen Modifikationen eine beträchtliche, mitunter 1,5 m übersteigende Mächtigkeit (z. B. zwischen Löbnitz und Alberoda). Die Krume ist alsdann ziemlich arm an grobsandigen und steinigen Beimengungen oder völlig frei davon.

Die große Verwitterungsfähigkeit dieser chloritreichen Schiefer offenbart sich ferner darin, daß nicht selten auch noch unter der Lehmschicht das Gestein bis in mehr als 10 m Tiefe hinab zu einer in dünnblättrige Lagen zerfallenden, grusartigen, abfärbenden braunen Masse umgewandelt worden ist. So steht z. B. der tiefe Eisenbahneinschnitt westlich von Bahnhof Zwönitz, ferner der Hohlweg zwischen dem Friedhof und dem Bahnhof von Löbnitz fast völlig in derartig verwittertem Gesteine.

Die an Hornblende oder an Feldspat reicheren Modifikationen pflegen eine dünnere, steinigere Verwitterungskrume aufzuweisen und mitunter auch in riffartigen, langgestreckten Felskuppen aus dem Boden hervorzutreten (Alberoda).

Die im vorstehenden erörterte, im Vergleich mit den lichten glimmerigen und tonschieferähnlichen Phylliten größere Verwitterungsfähigkeit der chloritischen Hornblendeschiefer und der mit denselben vergesellschafteten schwarzen Phyllite gelangt auch in den topographischen Verhältnissen deutlich zum Ausdruck. Da die erodierende und abschwemmende Tätigkeit des Wassers auf den Arealen der leichter verwitternden Gesteine in erhöhtem Maße wirksam sein konnte, erhielt allmählich die Oberfläche des Verbreitungsgebietes der schwarzen Phyllite und chloritischen Hornblendeschiefer im allgemeinen eine tiefere Lage als diejenige der übrigen Teile des Schiefergebirges, obwohl ersteres dem Kamme des Gebirges näher liegt als die grauen und grünen tonschieferähnlichen Phyllite. Es entspricht nämlich das Verbreitungsgebiet der schwarzen Phyllite und chloritischen Hornblendeschiefer jener in der topographischen Einleitung erwähnten Einsenkungszone, die sich von Alberoda über Löbnitz und Zwönitz nach Dorfchemnitz erstreckt, und welche im Norden von den aus grauen und grünen Phylliten bestehenden Höhen des Großen Steins, Katzsteins und des Löbnitzer Ratsholzes überragt wird. Auch die innerhalb dieser leichter verwitternden Gesteine auftretenden Einschaltungen von lichten tonschieferähnlichen Phylliten pflegen sich um so schärfer topographisch zu markieren, je mächtiger sie sind, so z. B. der Schnepfenberg bei Löbnitz.

Infolge dieser tieferen, vor rauhen Nordwinden geschützten und daher wärmeren Lage, sowie der größeren Mächtigkeit der Schicht von Verwitterungslehm sind die Bodenverhältnisse auf den Arealen der schwarzen Phyllite und chloritischen Hornblendeschiefer im allgemeinen beträchtlich günstiger als in den übrigen Teilen des Schiefergebirges. Insbesondere werden die auf Hornblendeschiefer liegenden Felder der Fluren von Alberoda, Löbnitz und Nieder-Zwönitz ihrer Fruchtbarkeit wegen gerühmt, die auch wohl zum Teil mit dem nicht unbeträchtlichen Gehalte des Bodens an Kalk, Magnesia und Phosphorsäure in Zusammenhang stehen dürfte. Im Gebiete der grauen oder grünen Phyllite sind außer der oft geringen Mächtigkeit und der steinigen Beschaffenheit der Krume insbesondere die infolge der hohen Lage rauhen klimatischen Verhältnisse von nachteiligem Einfluß auf die Ertragsfähigkeit des Ackerbodens. Häufige Spätfröste, sowie überhaupt kurze Vegetationsperioden bewirken, daß das Wintergetreide sehr unsicher im Ertrage ist und daher nur wenig gebaut wird. Mit der Bestellung der Felder kann in der Regel erst Anfang Mai begonnen werden. Daß bei besserer, wärmerer Lage sich auch auf grauem Phyllite die Bodenverhältnisse günstiger gestalten können, beweisen beispielsweise die am linken Gehänge des Zwönitztales bei Dorfchemnitz, rechts von dem Fahrwege nach Brünlos gelegenen Felder. Überhaupt werden durch verschiedene Höhenlage, durch mehr südlichen oder mehr nördlichen Abfall des Terrains, durch die größere oder geringere Neigung desselben, wozu schließlich noch die verschiedene Zusammensetzung und Mächtigkeit der Krume kommt, zahlreiche Abstufungen bezüglich des natürlichen Bodenwertes bedingt.

Entsprechend der für den Ackerbau im ganzen weniger geeigneten Beschaffenheit ist das Gebiet der glimmerigen sowie der grauen und grünen tonschieferähnlichen Phyllite noch mehr als zur Hälfte mit Wald bestanden, während die Areale des schwarzen Phyllits und chloritischen Hornblendeschiefers fast ausschließlich dem Ackerbau dienen. Für den Forstbetrieb sind jene ersterwähnten Phyllitgebiete, wo nicht ungünstige Feuchtigkeitsverhältnisse störend eingreifen, bei dem nicht unbeträchtlichen Kali- und Magnesiagehalte des Bodens wohl geeignet. Der Nachteil einer oft geringen Mächtigkeit der Verwitterungsschicht wird dadurch aufgewogen, daß infolge der starken Zerklüftung des Gesteinsuntergrundes die Baumwurzeln ohne Schwierigkeit in diesen selbst eindringen und ihm ihre

Nahrung entnehmen können. Dürftiger wird der Waldboden auf quarzreicheren, dickschieferigen Modifikationen des Phyllits, insbesondere auf Quarzitschiefer, der auf dem Hirnschädel bei Löbnitz und zwischen Mitteldorf und Brünlos etwas größere oberflächliche Verbreitung erlangt.

Ältere Eruptivgesteine.

IV. Der Biotitgranit von Aue (G).

Der Biotitgranit (Granitit) von Aue, dessen Hauptverbreitungsgebiet auf Sektion Schwarzenberg fällt, greift nur noch mit seiner nördlichsten Randpartie auf Sektion Löbnitz-Zwönitz über und ist hier besonders an der Eisenbahn am rechten Ufer des Löbnitzbaches entblößt.

In seiner typischen Entwicklung bildet der Biotitgranit von Aue ein Gestein von mittlerem bis gröberem, mitunter in kurzen Entfernungen fast unvermittelt wechselndem Korn und besteht aus einem Gemenge von orthoklastischem und plagioklastischem Feldspat, Quarz und Biotit, denen sich als sehr seltener akzessorischer Bestandteil Turmalin zugesellt.

Der triklone Feldspat erscheint nur in kleineren, meist jedoch noch ausgezeichnet frischen, unregelmäßig begrenzten Individuen, welche nur im Dünnschliff wahrnehmbar sind, während der Orthoklas größere Dimensionen erreicht und nicht selten in Gestalt von bis 4 cm langen, porphyrisch ausgeschiedenen Kristallen vorkommt, die häufig Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz darstellen. Der Quarz, welcher durchweg reich an Flüssigkeitseinschlüssen mit jedoch meist nicht spontan beweglicher Libelle ist, bildet bald den die übrigen Gemengteile gewissermaßen verkittenden Grundteig, bald tritt er in isolierten, unregelmäßig eckigen oder rundlichen Körnchen zwischen den feldspätigen Bestandteilen auf. Der Biotit ist meist mehr oder weniger zersetzt und zeigt selten scharfe Kristallumrisse.

Mitten in diesem typisch entwickelten Granit nimmt man bald schmale, gangähnliche, bald unregelmäßig eckige, mit Einschlüssen vergleichbare Schlieren eines feinkörnigen, biotitarmen bis biotitfreien Granits wahr, dessen Grenzen gegen die normale Modifikation indessen nur teilweise so scharf und bestimmt sind, daß sich die Bezeichnung „Gang“ oder „Einschluß“ rechtfertigen

ließe. Häufig ist vielmehr ein allerdings auf kürzester Entfernung sich vollziehender Übergang zwischen beiden Varietäten zu beobachten. Auch bemerkt man öfters, daß an der Grenze größere Feldspäte oder Glimmerindividuen von der grobkörnigen Modifikation aus in die feinkörnige hineinragen oder völlig isoliert mitten in der Grenzzone der letzteren vorkommen. Mit ähnlichen Begrenzungsverhältnissen treten andererseits inmitten dieser feinkörnigen Varietät wiederum wolkenartige Partien von grobkörnigem Granit auf. Die gangförmigen Schlieren stehen bald saiger, bald sind sie nach den verschiedensten Richtungen und unter den verschiedensten Winkeln geneigt. Selten jedoch ist eine horizontale Lage. Auch das Streichen unterliegt keiner Gesetzmäßigkeit, hält sich aber vielfach zwischen Nord und Nordwest.

Von der typischen Entwicklung weicht ferner die äußere, der Schiefergrenze nähere Zone des Granitstockes in mehreren Beziehungen ab. Zunächst herrscht hier im allgemeinen ein mittleres Korn; größere Feldspäte kommen selten vor (nur in unmittelbarer Nähe der Kontaktgrenze erscheinen sie mitunter in größerer Zahl) und Biotit ist spärlich oder gar nicht vorhanden. Ferner zeichnet sich das Gestein durch eigentümlich bunte, grünliche, rötliche oder violette Farben aus, als deren Ursache die Umwandlung der feldspätigen Gemengteile in eine grünliche Pinitoidsubstanz, sowie das durch diese Umwandlung wahrscheinlich bedingte häufigere Auftreten von feinverteiltem Eisenoxyd anzusehen ist. Auf eben diese Veränderung dürfte auch das Vorkommen von kleinen Kaliglimmerschüppchen teils mitten in der Gesteinsmasse selbst, teils auf Klüften zurückzuführen sein.

Der Biotitgranit von Aue wird durch zahlreiche Klüfte in zum Teil nur Bruchteile eines Meters starke Platten, seltener in kubische oder polyedrische Klötze zerlegt. Bezüglich des Streichens der Platten läßt sich eine durchgreifende Gesetzmäßigkeit nicht nachweisen; ziemlich häufig ist ein Streichen von Nord 60° West, sowie ein steiles Fallen nach Südsüdwest zu beobachten.

Begrenzungsverhältnisse zwischen dem Granitstock und den Schiefeln; Granitgänge.

Die Grenze zwischen dem Granitstock und den Schiefeln ist auf Sektion Lößnitz-Zwönitz an zwei Stellen, nämlich an der nordwestlichen und an der nordöstlichen Ecke der Peripherie des Stockes

aufgeschlossen. Der Verlauf der zwischen diesen beiden Punkten sich erstreckenden Nordgrenze des Granits läßt sich nur nach Lesestücken bestimmen, was insofern mit Schwierigkeiten verknüpft ist, als das Graniterritorium von dem zu teilweise ziemlich steilen Höhen ansteigenden Schiefergebiete wallartig überragt wird und infolgedessen oberflächlich vielfach von verrolltem Schieferschutte bedeckt und verhüllt wird. Um sich von der durchgreifenden Lagerung des Granitstockes zu überzeugen, sind jene beiden erwähnten Aufschlüsse nicht in gleicher Weise geeignet. Während an der nordwestlichen Aufschlußstelle der Granit den Schiefer fast konkordant unterteuft, indem seine Grenzfläche, ähnlich wie die Schichtung des benachbarten Schiefers, im allgemeinen west-östlich streicht und mit 45° nach Norden einfällt, stoßen hingegen an der Nordostecke des Stockes die gleichfalls im ganzen west-östlich streichenden Schieferschichten an der nord-südlich verlaufenden Grenze des Granitstockes ab, auch dringt der Granit in bauchigen oder zackigen Vorsprüngen, sowie in Gestalt von Apophysen in den Schiefer ein.

Die Grenzfläche fällt auch hier vom Granit ab; der Fallwinkel läßt sich nicht sicher bestimmen, weil die Grenze von der Steilwand des Aufschlusses nicht senkrecht, sondern unter ziemlich spitzem Winkel angeschnitten wird, doch dürfte der Winkel beträchtlich größer sein, als an der Nordwestecke des Stockes.

Die dem Granit benachbarten Schieferpartien werden, wie an beiden Aufschlußpunkten zu beobachten, vielfach von Granitgängen durchschwärmt. So bemerkt man in dem Eisenbahneinschnitt am Nordostrande des Stockes innerhalb der nächsten 100 m vor dem letzteren neun, etwa 0,3 bis 2 m mächtige Granitgänge im Schiefer aufsetzend, welche nördlich bis nordwestlich streichen und meist steil nach dem Granitstocke zu einfallen. Die Gesteinsbeschaffenheit dieser Gänge stimmt, abgesehen von dem etwas feineren Korne, im allgemeinen mit derjenigen der äußeren Randzone des Stockes überein; nur einer dieser Gänge, und zwar der zweite (von der Stockgrenze an gezählt), verhält sich hiervon etwas abweichend, insofern als er sich durch die ausgesprochene porphyrische Entwicklung seines Gesteines auszeichnet. Dieses weist eine feinkristallinische, aus Quarz und Feldspat, sowie grünlichen und bräunlichen Zersetzungsprodukten des letzteren und des Biotits bestehende Grundmasse auf, in welcher bis 4 cm lange Orthoklas-

kristalle, ferner bis 3 mm lange, mitunter deutliche Kristallkonturen zeigende Quarze, sowie endlich spärliche Biotitblättchen porphyrisch ausgeschieden sind. Die Orthoklase erscheinen mitunter in zwei etwas zueinander verschobene, jedoch nachträglich wieder verkittete Teile zerbrochen. Bemerkenswert ist noch, daß dieses Gestein wiederum von schmalen, gangförmigen, gleichmäßig feinkörnigen Schlieren durchzogen wird. — Auch am Nordwestrande des Granitstockes wird der Schiefer von zahlreichen, vielfach sich verästelnden und zerschlagenden, teilweise auch sich wieder scharenden Granitgängen durchsetzt, welche gleichfalls meist nördlich bis nordwestlich streichen. Das Ganggestein ist hier bald feinkörnig und biotitarm bis biotitfrei, bald aber auch mittelkörnig, sowie biotitreich, also von der normalen Ausbildung des Biotitgranits von Aue wenig verschieden.

Kontakteinwirkung des Granits auf die ihm benachbarten Schiefer.

Der Granitstock von Aue setzt innerhalb der Zone der zu Phylliten umgewandelten kambrischen Schiefer auf. Wie bereits früher erwähnt, ist um ihn herum den glimmerigen Phylliten eine von der normalen Entwicklung mehr oder weniger abweichende Beschaffenheit eigen, indem diese hier in Gesteine von weit kristallinischerem Habitus übergehen. Letzterer ist zum Teil so auffällig, daß die Bearbeiter der älteren geognostischen Karte von Sachsen die erwähnten Schiefer bereits mit zur Glimmerschieferformation gerechnet haben. Der Umstand jedoch, daß die Grenze dieser Schiefer gegen die normalen glimmerigen Phyllite zum Teil das allgemeine Streichen der Schichtung unter nicht unbedeutlichen Winkeln kreuzt und in ihrem Verlaufe eine mehr oder weniger deutliche Abhängigkeit von den Konturen des Granitstockes bekundet, sowie die Tatsache, daß der kristallinische Charakter der Schiefer um so ausgeprägter erscheint, je mehr man sich dem Granit nähert, führen schon bei alleiniger Berücksichtigung der Verhältnisse von Sektion Lößnitz-Zwönitz zu dem Schlusse, daß jener von dem der normalen glimmerigen Phyllite abweichende Habitus der Schiefer im Umkreise des Granits auf Rechnung einer kontaktmetamorphischen Beeinflussung derselben seitens des letzteren zu setzen sei.

Die ausführlichere Begründung dieser Auffassung ist in den Texten zu den benachbarten Sektionen Schwarzenberg-Aue, Schnee-

berg-Schönheide und Kirchberg-Wildenfels niedergelegt, woselbst sich im Umkreise des Kirchberger, Eibenstocker und Oberschlemaer Granitmassives vollständig analoge Kontaktphänomene, jedoch in weit großartigerem Maßstabe beobachten lassen.

Der Kontakthof des Granits von Aue ist auf Sektion Löbnitz-Zwönitz in seiner ganzen Breite vortrefflich durch die tiefen Bahneinschnitte aufgeschlossen, welche die Bahnstrecke Löbnitz—Aue fast von Nieder-Löbnitz an bis zur Südgrenze der Sektion begleiten. Sie beginnen unweit der Brückner-Mühle unterhalb Nieder-Löbnitz. Von ihr an bis zu einem etwa 400 m weiter südlich gelegenen, die Bahnlinie kreuzenden kleinen Tälchen sieht man überall nur normal entwickelte glimmerige, meist an Quarzlinsen reiche, zum Teil auch feldspatführende Phyllite anstehen, die mit großer Regelmäßigkeit östlich streichen und mit 45° gegen Nord einfallen. Jenseits dieses Tälchens machen sich bereits Anzeichen einer beginnenden Veränderung bemerklich, indem sich auf den Schichtflächen 2—3 mm messende, unbestimmt begrenzte schwärzliche Flecke einstellen, die, wie das Mikroskop lehrt, aus einer Anhäufung von dunklen Eisenverbindungen bestehen. Diese Schiefer, die im übrigen noch völlig den normalen glimmerigen Phylliten gleichen, erstrecken sich bis ungefähr zu dem etwa 300 m unterhalb jenes oben erwähnten Tälchens im Bahneinschnitte anstehenden Quarzitschieferlager. Auffälliger werden im Liegenden des letzteren die Veränderungen, indem hier die gesamte Schiefermasse eine mehr und mehr sich ausprägende, weit kristallinischere Struktur aufweist, welche sich darin offenbart, daß insbesondere auf dem Querbruche bereits dem unbewaffneten Auge sich zahlreiche kleine, lebhaft glitzernde, individualisierte Blättchen von Kaliglimmer darbieten. Unter dem Mikroskope nimmt man ferner wahr, daß der chloritische Bestandteil der glimmerigen Phyllite hier völlig verschwunden und brauner Biotit an dessen Stelle getreten ist. Als ein weiterer neu hinzukommender Bestandteil ist der hier jedoch nur vereinzelt auftretende Andalusit zu erwähnen, der in bis 2 cm langen, schmalen und dünnen Leisten stellenweise auf den Schichtflächen erscheint und zum Teil eine durch zahlreiche eingewachsene Biotitblättchen bedingte, fast schwarze Farbe aufweist. Bemerkenswert ist schließlich noch, daß die Flecke hier mehr oder weniger durch büschelig-garbenförmige Konkretionen ersetzt werden, die sich jedoch meist nur undeutlich von der Schiefermasse abheben,

und nicht gerade als typisch zu bezeichnende Formen besitzen. Dieses soeben geschilderte Gestein wird durch einen ca. 400 m langen Eisenbahneinschnitt entblößt, der etwas südlich von dem Quarzitschieferlager beginnt und in ungefähr 150 m Entfernung von der Granitgrenze an einem — auf der Karte durch den Verlauf der Äquidistanten angedeuteten — Tälchen endet. Jenseits des letzteren beginnen von neuem die Aufschlüsse, in denen sich jedoch ein von dem eben beschriebenen in mehr als einer Beziehung abweichendes Gestein der Beobachtung darbietet. Als zunächst in die Augen fallender Unterschied ist der dickschieferige, fast massige Habitus des Gesteins, das Fehlen der den Schiefen des benachbarten nördlicheren Bahneinschnittes noch stets eigenen, glattflächigen Spaltbarkeit zu bezeichnen. Die Schichtung wird nur noch durch die zahlreichen, sehr regelmäßig eingeschalteten Quarzlinsen angedeutet. Die zwischen diesen sich hindurchwindende ehemalige Phyllitmasse ist in ein phanokristallinisches Gemenge von bis 1 mm messenden, meist jedoch kleineren, richtungslos durcheinander liegenden Kaliglimmerblättchen nebst spärlicherem, braunem Biotit und Quarzkörnchen umgewandelt worden, welchen sich — insbesondere bei weiterer Annäherung des Gesteins an den Granit — Kordierit, sowie bald nur mikroskopisch, bald mit bloßem Auge schon wahrnehmbare rötliche, im Dünnschliff fast farblos erscheinende Körnchen von Andalusit zugesellen. Der letztere findet sich auch stellenweise in bis 1,5 cm langen Leisten, die auf den Schichtflächen kreuz und quer durcheinander liegen, zuweilen auch zu sternförmigen Gruppen sich aggregieren. Eine quantitative, von K. DALMER ausgeführte Analyse solcher Andalusitleisten hatte, nachdem diese zuvor durch vorsichtige Behandlung mit Schwefelsäure und sodann mit kalter verdünnter Fluorwasserstoffsäure von eingewachsenem Glimmer und Quarz möglichst gesäubert worden waren, folgendes Ergebnis:

Si O ₂	44,11 %
Al ₂ O ₃	52,94 „
Fe ₂ O ₃	0,71 „
	97,76 % *)

Wie man sieht, weist das Resultat unzweifelhaft auf Andalusit hin. Der etwas höhere Kieselsäure- und niedrigere Tonerdegehalt, den diese Analyse im Vergleiche zur Normalzusammensetzung des

*) Die Analyse wurde nur mit 0,26 Gramm ausgeführt.

Andalusits aufweist, erklärt sich leicht daraus, daß trotz obengenannter Vorsichtsmaßregeln doch noch eine Beimengung von Quarz zurückgeblieben war.

Die garbenförmigen Konkretionen fehlen dem in Rede stehenden Gestein gänzlich. Nur wird mitunter durch lokale Anhäufungen des Biotits ein undeutlich fleckiger Habitus erzeugt. Stets wird das Gestein von zahlreichen sich kreuzenden und keine bestimmte Richtung aufweisenden Klüften durchsetzt, die dasselbe in unregelmäßig polyedrische oder parallelepipedische Blöcke zerlegen, und auf denen man sehr häufig Kaliglimmer ausgeschieden vorfindet.

Wie sich aus dem Vorstehenden ergibt, stimmt die soeben beschriebene Gesteinsmodifikation in bezug auf mineralischen Bestand mit den anderwärts als höchstes Stadium der Umwandlung von Tonschiefern im Kontakt mit Granit beobachteten Hornfelsen überein. Da jedoch letzteren Namen auf erstere anzuwenden deren stets phanerokristalline Beschaffenheit verbietet, so wurde für sie die Bezeichnung kordieritführender Andalusitglimmerfels gewählt.

Nach dem eben beschriebenen Profile lassen sich sonach folgende Stadien innerhalb der fortschreitenden Reihe von Umwandlungen, welche die glimmerigen Phyllite in der Nähe und im Kontakte des Granits erlitten haben, unterscheiden:

1. Das Stadium der Fleckschiefer: mit unveränderter Schiefermasse.

2. Das Stadium der Garbenschiefer: mit kristallinisch veränderter Schiefermasse.

3. Das Stadium der kordieritführenden Andalusitglimmerfelse: ausgezeichnet durch massigen Habitus, Fehlen der glattschieferigen Spaltbarkeit und durch reichlichere Andalusitführung.

Genau dieselbe Reihenfolge wiederholt sich auch bei anderen quer durch den Kontakthof gelegten Profilen, und so ergibt sich denn, daß sich die einzelnen Umwandlungsstadien zonal um den Granit herum anordnen. Daß der Andalusitglimmerfels eine konstant entwickelte, den Granit umgürtende innerste Zone bildet, dies beweisen zunächst die zahlreichen Aufschlüsse am Nordwestrande des Granitstockes sowohl neben der Bahnlinie, als auch im untersten Teile des Alberodaer Tales und endlich linksseitig der Mulde am Klosterberge. Auch längs der Nordgrenze des Granitstockes wird das Vorhandensein dieser Zone durch zahlreiche, im

Walde umherliegende, größere Blöcke und Lesestücke angedeutet. An allen diesen Punkten bewahrt das Gestein völlig den bei Beschreibung des Vorkommnisses im Löbnitztale oben näher dargelegten Charakter. Nur ist hinzuzufügen, daß in einem nahe dem Ausgange des Alberodaer Tales gelegenen Steinbruche stellenweise Granat als akzessorischer Gemengteil beobachtet wurde.

Die Grenze der Andalusitglimmerfelszone gegen die Garbenschieferzone verläuft im allgemeinen konform der Grenzlinie zwischen der ersteren und dem Granite. Ein völliger Parallelismus findet jedoch nicht statt, vielmehr läßt sich von Osten nach Westen zu ein allmähliches Wachsen des Abstandes beider Linien voneinander konstatieren, so daß am Nordostrande des Granitstockes die Breite der Andalusitglimmerfelszone nur 200—300 m beträgt, an der Nordwestecke hingegen 600 m.

Was die Beziehungen zwischen dem Verlaufe der äußeren Grenze der Andalusitglimmerfelszone und dem Streichen der Schichtung anlangt, so ist eine auffälligere Divergenz beider in dem östlichen Teile der ersteren wahrzunehmen, indem von dem Löbnitztale an die Grenze entsprechend derjenigen des Granits eine südsüdöstliche Richtung einhält, während das allgemeine Streichen der Schichtung ein rein west-östliches ist. Demgemäß gehen hier die Schiefer bei ihrer Annäherung an den Granit im Streichen in Andalusitglimmerfels über.

Weit schwieriger als die Trennung der Andalusitglimmerfelszone von der Garbenschieferzone ist die der letzteren von der Fleckschieferzone, sowohl der ganz allmählichen Übergänge als auch der schlechten Aufschlüsse wegen; infolgedessen ist auch auf der Karte eine bestimmtere Abgrenzung oder verschiedenfarbige Darstellung dieser beiden Zonen unterblieben. Anstehendes Gestein ist außer im Löbnitztale nur noch im Muldentale zu beobachten, woselbst die Schiefer sich durch ziemlich spärliche, keineswegs allgemein verbreitete Führung von Garben und Flecken auszeichnen. Im übrigen konnte die Verbreitung beider Zonen nur nach Lesestücken bestimmt werden. Letztere besitzen meist einen von dem des anstehenden Gesteins insofern abweichenden Habitus, als die Garben und Flecke bei ihnen nicht schwärzlich, sondern infolge sekundärer Oxydationsprozesse rot oder bräunlich erscheinen. Nicht selten weist auch die gesamte Schiefermasse eine durch fein verteiltes Eisenoxyd bedingte rötlich-silbergraue Farbe auf.

Innerhalb der äußeren beiden Kontaktzonen treten außer umgewandelten Phylliten auch noch Quarzitschiefer auf, die jedoch völlig mit weiter vom Granit entfernt liegenden Vorkommnissen übereinstimmen. Von Hornblendeschiefern fällt nur das den oberen Teil von Niederschlema durchsetzende Lager, sowie das an der Mulde oberhalb der Eisenbrücke aufgeschlossene mit in den Bereich des äußeren Kontakthofs. Diese zeichnen sich, wie früher erwähnt, vor den außerhalb des Kontakthofs gelegenen Hornblendeschiefern durch ihre stellenweise reichlichere Führung von Granat aus.

Die Grenze der Fleckschieferzone gegen die normalen Phyllite verläuft zwischen dem Löbnitztale und der Sektionssüdgrenze südöstlich, zwischen ersterem und der Sektionswestgrenze von Ostsüdost nach Westnordwest; dahingegen schwankt das Streichen der Schichten innerhalb dieses Gebiets zwischen Ostnordost und Ost und weist in der Nähe der Westgrenze sogar nordöstliche Richtung auf. Sonach rücken nach Westen zu immer weiter nach außen gelegene Horizonte der phyllitischen Schieferkomplexe in den Kontakthof ein, sodaß endlich nahe der Westgrenze bei Niederschlema auch die dunklen Schiefer des Devons noch mit von der Kontaktmetamorphose ergriffen und zu Fleckschiefer umgestaltet werden.

Wie ein Blick auf die Karte ergibt, besitzt auch die Garben- und Fleckschieferzone ebenso wie diejenige der Andalusitglimmerfelse im Westen eine weit größere Breite als im Osten. Die erstere setzt sogar noch jenseits der Sektionswestgrenze weiter fort und berührt sich schließlich mit dem Kontakthofe des Oberschlemaer Granits. Es scheint dies darauf hinzudeuten, daß der Granit von Aue nach Westen mit geringem Fallwinkel unter die Schiefer einschießt und sich in nicht allzugroßer Tiefe unter denselben ausbreitet, bis er sich schließlich mit dem Stocke von Oberschlema unterirdisch vereinigt.

Schließlich sei noch erwähnt, daß Gerölle der beschriebenen Kontaktgesteine in den Konglomeraten des Rotliegenden des erzgebirgischen Beckens gefunden worden sind.

V. Gangförmige ältere Eruptivgesteine.

Der Granitporphyr von Dittersdorf (PG).

Am östlichen Ende von Dittersdorf sind in einem unmittelbar neben dem von Lenkersdorf herabkommenden Fahrwege gelegenen

Steinbrüche, ferner in zwei benachbarten Einschnitten der Bahnlinie Aue—Chemnitz einige Gänge von Granitporphyr aufgeschlossen.

Durch ersteren Bruch wird ein ostnordöstlich streichender, unter geringerem Winkel als 45° nach Nordnordwest fallender Gang schräg zu seinem Streichen derart angeschnitten, daß dessen — allein entblöbte — hangende Grenze gegen den deutlich an ihm abstoßenden Phyllit im östlichen Teile des Bruches ca. 7 m hoch über dessen Sohle liegt, während sie unter flachem Winkel sich senkend in etwa 30 m westlicher Entfernung das Niveau der Steinbruchsohle erreicht.

Das roh säulenförmig abgesonderte Gestein des Ganges ist meist ziemlich grobkörnig entwickelt und besitzt eine bei frischer Beschaffenheit dunkelgraue, bei eintretender Verwitterung rötliche bis lederbraune Farbe.

Die petrographische Zusammensetzung ist im wesentlichen folgende: In einer feinkörnigen Grundmasse, die, wie das Mikroskop lehrt, vorwiegend aus Quarz- und Feldspatkörnchen besteht, sind bis 3 cm lange, fast stets noch ziemlich frische Orthoklaskristalle, ferner bis 4 mm messende, rauchgraue Quarze ausgeschieden, welche letztere mehr oder weniger deutlich Kristallumrisse erkennen lassen und im übrigen die bekannten, bei Quarzen der echten Porphyre beobachteten Erscheinungen zeigen. Doch gelang es nicht, in den vorliegenden Präparaten echte Glaseinschlüsse nachzuweisen. Dahingegen sind Dampfporen und Einschlüsse von Grundmasse nicht selten.

Als Bestandteile von untergeordneterer Bedeutung sind zu erwähnen:

1. kleinere, häufig zu grünlicher Masse zersetzte Plagioklase,
2. grüne, chloritische, von Salzsäure zersetzbare Substanzen, die bald in kleinen Schüppchen oder Leisten sich regellos der Grundmasse einmengen oder auch in größeren, mitunter Kristallumrisse aufweisenden Partien auftreten und wahrscheinlich als Zersetzungsprodukte von ehemals vorhandener Hornblende aufzufassen sind,
3. Eisenoxydverbindungen, die um so zahlreicher erscheinen, je verwitterter das Gestein ist,
4. vereinzelte Schüppchen von Biotit.

Nach beiden Salbändern zu vermindert sich die Zahl der größeren Einsprenglinge. In besonders auffälligem Grade ist dies in den liegenden Partien des Ganges der Fall, wo schließlich bei

völligem Verschwinden jener ein ganz gleichmäßig feinkörniges Gestein entsteht. Unter dem Mikroskope nimmt man wahr, daß diese Modifikation aus einem feinkristallinen Gemenge von Quarzkörnchen und Feldspatleisten besteht, denen sich chloritische Zersetzungsprodukte der Hornblende in Gestalt von Nadelchen und Blättchen, ferner opake Eisenverbindungen, darunter Schwefelkies, zugesellen. Der Übergang zwischen dieser an Einsprenglingen freien und der an Einsprenglingen reichen Ausbildung des Granitporphyres vollzieht sich innerhalb einer etwa 0,3 m breiten Zone.

Von dem Steinbruche in Dittersdorf aus setzt der Granitporphyrgang in ostnordöstlicher Richtung weiter fort, wurde gelegentlich der Anlage von Straßengräben neben dem Lenkersdorfer Fahrwege anstehend beobachtet und ist endlich weiterhin durch den Eisenbahneinschnitt, über welchen der Fahrweg führt, aufgeschlossen. Das Gestein des Ganges ist hier fast völlig zu einem sandigerdigen, gelbbraunen Grus zersetzt, in welchem jedoch mitunter noch ziemlich frische größere Orthoklaskristalle vorkommen. Mehrfach läßt sich an ihm eine kugelförmige Absonderung wahrnehmen. Das Streichen des Ganges hat hier eine Wendung erfahren, indem es in diesem Aufschlusse ungefähr eine nördliche Richtung bewahrt, während das Fallen unter flachem Winkel nach Westen zu erfolgt.

In dem benachbarten, weiter südlich gelegenen Eisenbahneinschnitt sind ferner zwei Gänge von Granitporphyr aufgeschlossen; der nördlichere davon ist nur einige Meter mächtig und setzt im schwarzen Phyllit auf, während der südlichere, der gegen 40 m weit längs der Westseite der Bahnlinie zu verfolgen ist, an der Ostseite aber auffälligerweise, vermutlich infolge einer Verwerfung, völlig fehlt, Hornblendeschiefer durchbricht. Das Gestein ist gleichfalls meist schon in hohem Grade zersetzt, nur nahe dem Süden des Einschnittes besitzt es eine frischere Beschaffenheit. Ebendasselbst ist auch zugleich an einer Stelle das Verschwinden der Einsprenglinge nach dem Salband zu, sowie auch eine kugelige Absonderung des Gesteins zu beobachten. Weder an dieser Stelle, noch auch im Steinbruche konnte eine kontaktmetamorphische Einwirkung des Granitporphyrs auf die benachbarten Schiefer konstatiert werden.

Ob diese Granitporphyrgänge als Ausläufer und porphyrische Modifikationen des Granitstocks von Aue aufzufassen sind, läßt sich nicht entscheiden. Doch spricht hiergegen die jenem Gesteine

eigene Führung von Hornblende (bzw. von deren Zersetzungsprodukten), welches Mineral den Graniten des westlichen Erzgebirges völlig fremd ist.

Gänge von Kersantit (*K*).

Die Phyllite des südwestlichen Sektionsteiles zeigen sich an mehreren Stellen von lamprophyrischen Ganggesteinen durchsetzt, welche nach K. PIETZSCH sämtlich zu den Kersantiten gehören, und zwar gelangten durch diesen folgende Vorkommnisse zur mikroskopischen Untersuchung:

1. Ein 2—3 m mächtiger, nordwestlich streichender, fast saiger stehender Gang, der die 250 m südlich des Weißen Steins gelegene kleine Schlucht nahe bei deren Einmündung in die Mulde durchquert.

2. Einige größere Blöcke am Gehänge südwestlich Dreihansen, 3—400 m nordöstlich von Sig. 550,7.

3. Ein nur wenige Meter weit zu verfolgender Gang, der am rechten Gehänge des nördlich vom Dürren Berge mündenden Seitentälchens der Mulde, gegen 150 m von dieser entfernt, dicht über der Talsohle hervortritt und letztere kaum um 1 m überragt.

4. Zwei fast senkrecht stehende, 2 m voneinander entfernte Gänge in dem ebenfalls sehr steil aufgerichteten Phyllit am Bahneinschnitt nördlich des Dürren Berges, direkt südlich der kleinen Kluft, welche das Augit-Hornblendeschieferlager nach Süden zu begrenzt. Die Mächtigkeit des liegenden, südlicheren Ganges beträgt gegen 5 m, die des hangenden, nördlicheren, bis zu der ihn abschneidenden Gehängeböschung im Maximum gegen 1,5 m.

Mikroskopische Untersuchung einiger Kersantite von Sektion Lößnitz-Zwönitz.

Von K. PIETZSCH.

Die Gesteine der genannten Vorkommnisse sind Kersantite; die 3 erstgenannten führen außer Biotit noch reichlich Klinaugite, die beiden unter 4. angeführten Gänge dagegen außer Biotit noch Hornblende. Vermutlich ist auch der von DALMER in der 1. Auflage der Erläuterungen auf S. 52 erwähnte Gang von „zersetztem und stark verwittertem Glimmersyenit“ zwischen dem Friedhof und dem oberen Bahnhof von Lößnitz zu den Kersantiten zu zählen.

1. Der Kersantit südlich vom Weißen Stein ist ziemlich grobkörnig entwickelt und läßt schon makroskopisch rötlichen Feldspat, bis 2 mm große, stark glänzende Blättchen von dunklem Glimmer, sowie Körner eines stumpf grünlichschwarzen Minerals erkennen, die, wie die mikroskopische Untersuchung ergibt, einem Pyroxenmineral angehören.

Der Feldspat zeigt im Schliff häufig ungefähr rechteckige Durchschnitte und außer seltener polysynthetischer Zwillingslamellierung vor allem einen außerordentlich deutlich entwickelten Schalenbau, der sich durch den vom Kern des Kristalls nach dem Rand zu ganz allmählich wechselnden Betrag der Auslöschungsschiefe kundgibt. Während der Kern einem basischen Labrador (etwa vom Mischungsverhältnis $Ab_{30}An_{70}$) angehört, entspricht der Rand einem Oligoklas (etwa $Ab_{85}An_{15}$). Mit diesem Zonenbau steht die Verwitterung der Plagioklase in engstem Zusammenhang; sie beginnt stets in der Mitte der Kristalle, so daß meist um ein getrübtes Innere eine relativ frische Randzone vorhanden ist.

Der Biotit läßt nur gelegentlich gute Begrenzung in der Prismenzone erkennen und ist randlich oft in ein grünes chloritisches Mineral umgewandelt. Er besitzt einen sehr kleinen Winkel der optischen Achsen und zeigt infolgedessen fast das Achsenbild der einachsigen Mineralien.

Der Pyroxen ist ungefähr in derselben Menge vorhanden wie der Biotit, und zwar in Gestalt von Körnern, die bis über 1 mm im Durchschnitt messen und nur gelegentlich schärfere Kristallumgrenzung besitzen. Sie zeigen nicht selten Zwillingsbau und treten teils isoliert auf, teils aggregieren sie sich zu plump-sternförmig struierten Häufchen. Im Schliffe ist der Pyroxen fast völlig farblos und frei von Pleochroismus. Er gehört zum Diopsid.

Von Akzessorien sind namentlich zahlreiche, oft bis 0,5 mm lange und bis 0,15 mm dicke Kriställchen von Apatit zu erwähnen. Auch etwas Magnetit ist vorhanden. Quarz tritt nur untergeordnet in einzelnen allotriomorphen Körnchen auf.

Sekundären Ursprungs ist der stellenweise als Ausfüllung mikroskopischer Hohlräume auftretende Kalkspat, sowie der Chlorit.

2. Der Kersantit von Dreihansen stimmt mit dem eben beschriebenen im ganzen überein, ist aber, wie schon das Handstück zeigt, nicht so grobkörnig entwickelt.

3. Der Kersantit aus dem Tälchen nördlich vom Dürren Berge ist dem ersteren auch sehr ähnlich; nur sind hier die Augite mehr in Gestalt längerer Säulchen, denn als Körner entwickelt. Das Gestein ist schon etwas zersetzt, so daß von den Feldspäten nicht mehr viel zu erkennen ist. Im Biotit sind zierliche Rutilgitter ausgeschieden. Außerdem enthält das Gestein eigentümliche, aus einem wirrfaserigen Gemenge von Tremolit (Pilit) und aus Magnetitpartikelchen bestehende Gebilde, die als Pseudomorphosen nach Olivin zu deuten sind.

4. Die beiden von DALMER als ein Lager von „Biotit-hornblendefels“ beschriebenen Gänge aus dem Bahnanschnitt nördlich vom Dürren Berge sind ebenfalls Kersantite und stimmen beide gut untereinander überein. Von den oben beschriebenen Gesteinen unterscheiden sie sich durch das Fehlen von Augit, der hier durch eine grüne Hornblende ersetzt ist.

Der Feldspat gibt sich, soweit er noch einigermaßen frisch ist, als ein zonar gebauter Plagioklas zu erkennen.

Der Biotit ist schon makroskopisch wahrnehmbar. Er ist nicht mehr frisch; sehr reichlich sind in ihm die charakteristischen sagenitischen Gitter von Rutil abgeschieden.

Die Hornblende tritt in zahlreichen hellen graugrünen Säulchen auf, die bis über 1,5 mm lang werden und meist eine feinfaserige Struktur besitzen. Sie macht keineswegs den Eindruck primärer grüner Hornblende, sondern ist als Uralit zu betrachten und somit als sekundär aus Augit hervorgegangen anzusprechen.

Von Akzessorien sind sehr reichlich Apatite, weniger häufig scharfe Oktaeder von Magnetit vorhanden.

Spärlicher Chlorit und Epidot sowie die glimmerigen Substanzen innerhalb der Feldspäte sind Zersetzungsprodukte.

Der hangende, nördlichere Gang enthält schließlich noch die charakteristischen, aus einem Gemenge von wirrfaserigem Tremolit (Pilit) und Magnetitkörnchen bestehenden Pseudomorphosen nach Olivin.

Unterhalb des Weißen Steins, in der Nähe der Prinzenhöhle, treten am rechten Gehänge des Muldentales drei Gänge eines dem oben unter 1. angeführten ganz ähnlichen Gesteins auf, von denen der westlichste, 6—8 m mächtige, im feldspatführenden körnigen

Hornblendegestein, die andern beiden in dem diesen unterlagernden Phyllit aufsetzen.

Ferner sind durch den Gehängeanschnitt beim Bahnhof Niederschlema innerhalb des dortigen Phyllits drei ungefähr nach Norden, und zwar mehr oder weniger steil einfallende, teilweise einen geknickten Verlauf aufweisende Gänge entblößt, deren polyedrisch zerklüftetes, schon sehr zersetztes, rötlichbraunes bis schmutzig violette Gestein nach A. UHLEMANN ebenfalls dem Kersantit angehört und sich unter dem Mikroskop aus Plagioklas (meist in Kaolin und Muskovit umgewandelt), völlig chloritisiertem Biotit, reichlichem Apatit und spärlichen Eisenerzen zusammengesetzt zeigt. Die Mächtigkeit der beiden nur 3 m voneinander entfernten liegenden dieser Gänge beträgt kaum 1 m, die des hangendsten Ganges bis 5 m.

Dem Kersantit ähnlich ist nach A. UHLEMANN endlich auch ein Gestein von gleichfalls recht zersetzter Beschaffenheit, das im Südwesten von Kühnhaide 400 m südlich von Sig. 603,2 dicht östlich der Bahnlinie in Lesestücken gefunden wurde. Dieses enthält in einer feinkörnigen, aus Plagioklas, Chlorit und Apatit bestehenden Grundmasse Einsprenglinge von bis 3 mm großen weißlichen Plagioklasen und von chloritischen Massen.

K. DALMER beobachtete ein dem oben unter 4. beschriebenen entsprechendes Gestein in Bruchstücken auf den Feldern einige Hundert Meter westlich von der Einmündung des Dittersdorfer Baches in den Lößnitzbach.

Formationen des erzgebirgischen Beckens.

VI. Das Oberkarbon (co).

In der Umgebung von Ober-Zschocken sind in den Jahren 1899—1905 behufs Aufsuchung von Steinkohlenflözen drei Bohrlöcher bis auf das Grundgebirge niedergebracht worden, von denen das eine östlich des Zollhauses an der auf der Karte angegebenen Stelle angesetzt wurde, während die beiden anderen auf den angrenzenden Sektionen Stollberg-Lugau und Lichtenstein, jedoch in nur geringem Abstände von der Sektionsgrenze liegen.

Diese ergaben folgende Profile:

A. Bohrung 300 m südöstlich des Zollhauses (Sekt. Lößnitz-Zwönitz). 1902—1903.

1,00 m	Lehm
477,00 m	Oberrotliegendes (<i>ro1</i>) und obere Stufe des Mittelrotliegenden (<i>rm2</i>)
9,00 m	Melaphyr (<i>M</i>)
172,40 m	Untere Stufe des Mittelrotliegenden (<i>rm1</i>), nach TH. SIEGERT 24 m unter dem Melaphyr 12,65 m „wildes Kohlengebirge“, aus grauem Sandstein und grauem Schieferton bestehend
63,95 m	Oberkarbon (<i>co</i>)
> 6,65 m	Tonschiefer
<hr/>	
730,00 m	

B. Bohrung gegen 500 m nordöstlich vom Zollhaus (Sekt. Stollberg-Lugau). 1904—1905.

2,00 m	Lehm
418,00 m	Oberrotliegendes (<i>ro1</i>) und obere Stufe des Mittelrotliegenden (<i>rm2</i>)
8,00 m	Melaphyr (<i>M</i>)
243,00 m	Untere Stufe des Mittelrotliegenden (<i>rm1</i>)
31,40 m	Oberkarbon (<i>co</i>)
> 4,35 m	Tonschiefer
<hr/>	
706,75 m	

C. Bohrung gegen 800 m nordwestlich von der Nordwestecke der Sektion Lößnitz-Zwönitz, 950 m südlich vom Promnitzer Gasthof und 600 m vom östlichen Rande der Karte (Sekt. Lichtenstein). 1899—1900.

245,70 m	Mittlere Stufe des Oberrotliegenden (<i>ro2</i>)
238,30 m	Untere Stufe des Oberrotliegenden (<i>ro1</i>)
489,00 m	Obere und untere Stufe des Mittelrotliegenden (<i>rm</i>)
113,00 m	Oberkarbon (<i>co</i>)
> 3,90 m	Tonschiefer
<hr/>	
1089,90 m	

Nach C. GÄBERT*) bestand das Oberkarbon in A. lediglich aus grauen Schieferletten mit Konglomeraten und Kohlensandsteinen, führte aber keine Kohlenflöze, auch in B. führte diese Formation

*) Vgl. C. GÄBERT, Über die Möglichkeit der Aufschließung neuer Steinkohlenfelder im erzgebirgischen Becken. Mit Benutzung einiger Gutachten des Bergrats Prof. TH. SIEGERT. Zeitschrift f. prakt. Geologie 1908, S. 114.

nur Spuren von Steinkohle, wogegen in Bohrung C. fünf 0,1—0,85 m mächtige Flözchen angetroffen wurden.

VII. Das Rotliegende.

In dem nur mit einem kleinen Ausschnitt seines südlichen Randes auf die Nordwestecke der Sektion übergreifenden und das Kambrium diskordant begrenzenden Rotliegenden des erzgebirgischen Beckens lassen sich daselbst folgende Glieder unterscheiden:

Oberrotliegendes.

Mittlere Stufe (*ro2*) = Stufe der kleinstückigen Konglomerate.

Untere Stufe (*ro1*) = Stufe der vorherrschenden Schieferletten.

Mittelrotliegendes.

Mittlere Stufe = Deckenerguß von Melaphyr (*M*).

Untere Stufe (*rm1*) = Stufe der Schieferletten, Sandsteine und Konglomerate.

Die in den Nachbargebieten zwischen dem Melaphyr und dem Oberrotliegenden eingeschaltete obere Stufe der Schieferletten, Sandsteine und Konglomerate des Mittelrotliegenden (*rm2*) läßt sich auf Sektion Lößnitz-Zwönitz nicht nachweisen, da sie, falls sie überhaupt im Untergrunde derselben vorhanden ist, von dem Oberrotliegenden übergreifend überlagert wird (vgl. die Erläuterungen zu Sektion Stollberg-Lugau, S. 133 u. 134, sowie zu Sektion Kirchberg-Wildenfels, 2. Aufl., S. 70). Diese transgredierende Lagerung des Oberrotliegenden bedingt auch, daß die untere Stufe des Mittelrotliegenden und der Melaphyr nur stellenweise in mehr oder weniger unregelmäßig begrenzten Lappen zum Ausstrich gelangen.

Die untere Stufe des Mittelrotliegenden (*rm1*)

besteht vorwiegend aus rotem, durch Reduktion des Eisenoxyds häufig grünlichgrau geflecktem, nur ganz lokal kiesig oder sandig entwickeltem, meist vielmehr stark tonigem Letten, welcher bei Thierfeld in einer größeren Grube als Material zur Ziegelfabrikation abgebaut wird. Während er zu letzterem Zwecke gut geeignet ist, gibt er in agronomischer Hinsicht einen wenig günstigen, schweren und nassen Boden ab, der fast ausschließlich zur Wiesenkultur

benutzt wird. Nur in der Nähe der Grenze gegen das Kambrium nimmt die tonige Beschaffenheit etwas ab, indem sich mehr und mehr Schieferbruchstücke einstellen.

Der Deckenerguß des Melaphyrs (*M*)*)

geht insbesondere an jenem Steilhange bei den Katzenhäusern zutage aus, der das tiefer gelegene Territorium der unteren Stufe des Mittelrotliegenden gegen Norden hin wallartig abgrenzt, und ist hier durch einen großen, nahezu 100 m langen und gegen 12 m tiefen Steinbruch gut aufgeschlossen. Das Melaphyrlager, dessen Abbau in zwei Etagen erfolgt, besteht daselbst teils aus eigentlichem, kompaktem Melaphyr, teils aus Melaphyrmandelstein. Ersterer besitzt im frischen Zustande eine schwarze, bei eintretender Verwitterung graue oder bräunliche Färbung und zeigt nach K. DALMER unter dem Mikroskop eine kristalline, aus Plagioklasleisten, kleinen Augitkörnchen, Magnetit und chloritischen Zersetzungsprodukten bestehende Grundmasse, in welcher zahlreiche größere, jedoch durchweg völlig in Serpentin umgewandelte Olivine, sowie ferner sehr vereinzelt größere Augitkristalle porphyrisch ausgeschieden liegen. Das Gestein ist vorzugsweise in fast senkrecht stehende, im westlichen Teil der oberen Bruchwand gegen 8 m hohe Säulen abgesondert, die in der Regel nicht in ebenen, sondern in flach wellig gebogenen Flächen seitlich aneinander grenzen und nicht selten sich wieder in rundliche Querstücke gliedern. Auf die säulenförmig abgesonderte westliche Partie folgt nach Osten zu und in gleichem Niveau mit ihr bis zum Ende des Bruches auf eine Strecke von 60—70 m eine innige Verbindung von dichtem oder an Blasenräumen ärmeren Melaphyr mit Melaphyrmandelstein, wobei der erstere nicht mehr in Säulen, sondern in unregelmäßigen, bei der Verwitterung sich in rundliche Blöcke auflösenden Massen auftritt. Innerhalb der unteren, gegen 4 m tiefen Etage beobachtet man an den einzelnen, zum Teil pfeilerförmigen Parzellen, in die das Lager durch den Abbau zerlegt worden ist, ebenfalls teils säulenförmigen normalen Melaphyr, teils blockig abgesonderten Mandelstein, dessen Struktur oft infolge des Vorwaltens größerer, unregelmäßig in die Länge gezogener, flach gedrückter, in ihrer Richtung ganz

*) Vgl. hierzu auch die Erläuterungen zu den Sektionen Stollberg-Lugau, S. 123, Kirchberg-Wildenfels. 2. Aufl., S. 68. Zwickau-Werdau, 2. Aufl., S. 58.

unbestimmter und rasch wechselnder Hohlräume geradezu eine ausgezeichnet schlackige wird. Dabei macht sich indessen am Kontakt der Säulen des normalen Melaphyrs mit den zwischen ihnen aufragenden und gegen sie auf das schroffste kontrastierenden Massen von schlackigem Mandelstein wohl ein sehr rasch sich vollziehender Gesteinswechsel, aber keine schärfere Grenze, sondern eine innige Verwachsung beider bemerklich. Oberhalb der Bruchwand, bei Sig. 452,4, tritt der oberste Teil des Lagers, und zwar als Mandelstein zutage. Die Gesamtmächtigkeit der Melaphyrdecke dürfte hier auf mindestens 15 m zu veranschlagen sein.

Außer bei den Katzenhäusern tritt das Melaphyrlager nur noch an der Nordgrenze der Sektion in Gestalt einer schmalen Zunge unter der Decke des Oberrotliegenden hervor, und zwar verrät sich hier sein Vorhandensein durch zahlreiche Lesestücke des teils normal, teils als Mandelstein ausgebildeten Gesteins.

Auf Grund der auf S. 84 unter A. und B. mitgeteilten Bohrungsergebnisse, nach denen die Melaphyrplatte südöstlich und nordöstlich des Zollhauses in 478 m, bzw. 420 m unter Tage angetroffen wurde, ergibt sich, daß diese ein im ganzen unter etwa 20° nach Nordwesten gerichtetes Fallen besitzt.

Das Oberrotliegende (ro)

läßt sich in eine untere Stufe der Schieferletten und eine obere der kleinstückigen Konglomerate zerlegen. Doch bezieht sich diese Unterscheidung nur auf das vorwiegende, nicht aber das ausschließliche Vorkommen von Letten und Konglomeraten in je einer von beiden Stufen. Wenigstens erscheinen auch, und zwar speziell auf Sektion Lößnitz-Zwönitz nicht allzu selten, bereits in der unteren Stufe Konglomeratlager, von denen z. B. eines durch eine etwa 250 m nördlich vom obersten Ende von Thierfeld dicht neben der Chaussee gelegene, jetzt freilich ziemlich verwachsene und verrollte Grube aufgeschlossen ist. Dasselbe besteht aus wechselnden Lagen von bald locker angehäuften, bald durch ein Eisenoxydbindemittel fest verkitteten, bis faust-, meist jedoch nur nußgroßen und kleineren Geröllen, sowie von rotem, mehr oder weniger mit tonigen Bestandteilen vermengtem Sande. Die Gerölle sind vorwiegend Quarze. Doch finden sich daneben auch noch solche von Phyllit, Fruchtschiefer, Andalusitglimmerfels, Hornblendeschiefer, Quarzitschiefer, selten von Glimmerschiefer und Gneis.

Die Letten der unteren Stufe (*ro1*) sind auf vorliegender Sektion nirgends durch tiefere Aufschlüsse entblößt. Nach ihrer oberflächlichen, nur auf den Feldern wahrzunehmenden Beschaffenheit zu urteilen, sind sie weit sandiger als die des Mittelrotliegenden, weswegen auch die Bodenverhältnisse innerhalb ihres Verbreitungsgebietes viel günstiger sind als dort.

Die nahe der Nordwestecke der Sektion durch eine 5 m tiefe Grube aufgeschlossenen Konglomerate der oberen Stufe (*ro2*) bestehen fast lediglich aus Quarzgeröllen und besitzen eine im allgemeinen sehr lockere Beschaffenheit. Nur in einzelnen schwachen Bänken zeigen sich die Gerölle durch eisenschüssiges Bindemittel fester verkittet, auch stellen sich einige schwächige Schmitzen und Lagen von braunem, lockerem Sandstein ein. Das Fallen ist sehr flach und nach Nordwesten gerichtet.

Betreffs der Mächtigkeit des Rotliegenden vergleiche die Bohrprofile auf S. 84.

Das Quartär.

VIII. Das Diluvium.

1. Diluvialer Muldeschotter (*d3*).

Am Fuße der flacher geneigten, der konkaven Seite der Flußkrümmungen zugekehrten Gehänge des Muldentales machen sich hier und da terrassenartige Stufen von geringer Breite bemerklich, welche die gegenwärtige Talsohle um etwa 5—10 m überragen. Sie bestehen vornehmlich aus Muldeschotter, welcher seinem Alter nach dem jungdiluvialen Flußschotter der weiter flußabwärts gelegenen Sektionen entspricht und sich aus zum Teil ansehnlichen, mitunter über 1 m großen Geröllen zusammensetzt, die aus dem oberen Stromgebiete der Mulde herbeigeführt sind. Außer diesen tiefer gelegenen fluviatilen Absätzen werden am linken Muldengehänge östlich Niederschlema, sowie unterhalb dieses Ortes im Poppen-Walde ganz gleich zusammengesetzte Schotter in einem höheren, bis zu 20—25 m ansteigenden Niveau angetroffen, die möglicherweise Reste altdiluvialer Muldenablagerungen darstellen. Da sich dies jedoch nicht mit Bestimmtheit dartun läßt, wurden sie von den vorgenannten Schottern nicht abgetrennt, sondern mit ihnen unter der Bezeichnung „Diluviale Muldeschotter“ zusammengefaßt.

2. Gehängelehm (*d5*).

Überlagert wird dieser alte Flußschotter meist von einem mehr oder weniger sandigen oder mit Schieferbruchstücken erfüllten Lehm, der in seinen basalen Niveaus wohl gleichfalls als ein älteres Anschwemmungsprodukt der Mulde zu betrachten ist, zu einem großen Teile jedoch der abschwemmenden Tätigkeit des Regens seine Entstehung bzw. Anhäufung verdankt, indem durch diesen früher sowohl wie noch fort und fort in der Gegenwart die an den oberen Talgehängen sich bildenden Verwitterungslehme hinweggespült, nach unten geführt und hier an sanfter geneigten Stellen abgesetzt werden. Dieser Gehängelehm ist namentlich am linken Muldengehänge oberhalb von Niederschlema durch Ziegeleigruben aufgeschlossen, in denen er eine Mächtigkeit von 4 m erreicht. Während dieser heller oder dunkler bräunlichgelbe Lehm in seinem oberen, 2 m mächtigen Horizont ziemlich reich an größeren Fragmenten von Phyllit und Phyllitquarzen ist, zeigt er sich in seinem tieferen Niveau nur durch kleine Bröckchen dieser Gesteine verunreinigt, auch erhält er daselbst durch lichte, grauliche, ungefähr horizontale Streifen und Schmitzen Andeutungen einer Schichtung, die in seinen oberen Partien durchaus fehlt.

Auch die unteren Stufen der Gehänge der Nebentäler zeigen sich an ihren sanfteren Böschungen nicht selten von einem Lehm bedeckt, welchem mehr oder minder reichlich Schieferbruchstücke beigemischt sind, und der bei einiger Mächtigkeit das anstehende Gestein der Beobachtung völlig entziehen kann.

IX. Das Alluvium.

Das Alluvium der Flüsse (*a1*), das auf Sektion Lößnitz-Zwönitz fast nur in der schmalen Sohle des Muldentales zur Entwicklung gelangt ist, besteht zu unterst aus grobem, mit Sand untermengtem Kiese, der nach oben zu in der Regel in feinen Sand oder sehr sandigen Lehm übergeht. Demgegenüber weisen die Alluvionen der Bäche (*a8*) wenigstens in ihren oberen Schichten durchweg einen weit mehr lehmigen Charakter auf. Selten sind jedoch diese Lehme von völlig reiner Beschaffenheit, meist mengen sich vielmehr Schieferbröckchen, bald spärlicher, bald häufiger ein. Letzteres ist namentlich der Fall in den oberen, flach

eingeschnittenen, birnenförmig sich erweiternden Talenden. Trotz der zahlreichen gröberen Gemengteile ist hier indessen der Lehm, indem er öfters eine graue, tonartige Beschaffenheit annimmt, häufig sehr undurchlässig, sodass eine feuchte, sumpfige Bodenbeschaffenheit und stellenweise auch die Bildung von Torfmooren (*at*) veranlaßt wird. Von letzteren erlangt jedoch nur das nahe der Südgrenze der Sektion östlich vom Grünen Wald gelegene Vorkommnis größere Ausdehnung.

Abgesehen von diesen oberen Talenden, sind die Alluvionen in der Regel für Wiesenkultur vortrefflich geeignet.

Zell 1 LS1 P2

Hist. Sax. A. 25P-126. 1913

INHALT.

Oberflächengestaltung und Flußsysteme S. 1. — Allgemeine geologische Zusammensetzung S. 2.

Das Altpaläozoikum.

Geologische Gliederung. Allgemeine Tektonik S. 4. — Faltung und Fältelung, Transversalschieferung und Runzelung, sowie Kluftbildungen als Wirkungen seitlichen Druckes S. 14. — Kristallinität der altpaläozoischen Schiefer im äußeren Kontakthof des Gneislakkolithen S. 16. — Knoten- und Fruchtschiefer S. 17.

I. Das Kambrium S. 17.

1. Die lichten tonschieferartigen Phyllite und Tonschiefer S. 18. — 2. Die lichten glimmerigen Phyllite (normale Phyllite) S. 21. — 3. Dunkle, tonschieferartige bis glimmerige phyllitische Schiefer des Kambriums S. 25. — Phykodesquarzite S. 27. — **Einlagerungen im Kambrium.** 1. Quarzitschiefer S. 28. — 2. Chloritischer Hornblendeschiefer und feldspatführende, körnige Hornblendegesteine S. 30. — Amphibolitisierte Diabase von Sektion Löbnitz-Zwönitz S. 32. — Die Quecksilbererzlagerstätten von Hartenstein S. 37. — Lagerungsverhältnisse des Kambriums S. 38.

II. Das Silur.

1. Das Untersilur S. 41. — 2. Das Obersilur S. 44. — Hornblendegesteine des Silurs S. 47.

III. Das Devon S. 48.

Hornblendegesteine. a) Chloritische Hornblendeschiefer S. 48. — b) Feldspatführende Hornblendegesteine S. 50. — c) Augit-Hornblendeschiefer S. 51. — Phyllitische Schiefer S. 52.

Spezielle Lagerungsverhältnisse des Silurs und Devons S. 55. — Beziehungen zwischen der geologischen Zusammensetzung und den Bodenverhältnissen des Schiefergebirges S. 64.

Ältere Eruptivgesteine.

IV. Der Biotitgranit von Aue S. 69.

Begrenzungsverhältnisse zwischen dem Granitstock und den Schiefeln; Granitgänge S. 70. — Kontakteinwirkung des Granits auf die ihm benachbarten Schiefer S. 72.

V. Gangförmige ältere Eruptivgesteine.

Der Granitporphyr von Dittersdorf S. 77. — Gänge von Kersantit S. 80. — Mikroskopische Untersuchung einiger Kersantite von Sektion Löbnitz-Zwönitz S. 80.

Formationen des erzgebirgischen Beckens.

VI. Das Oberkarbon S. 83.

VII. Das Rotliegende S. 85.

Die untere Stufe des Mittelrotliegenden S. 85. — Der Deckenerguß des Melaphyrs S. 86. — Das Oberrotliegende S. 87.

Das Quartär.

VIII. Das Diluvium.

1. Diluvialer Muldeschotter S. 88. — 2. Gehängelehm S. 89.

IX. Das Alluvium S. 89.

258

H. P. A 258