

Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbthale nördlich von Tetschen.

Von J. E. Hibschr.

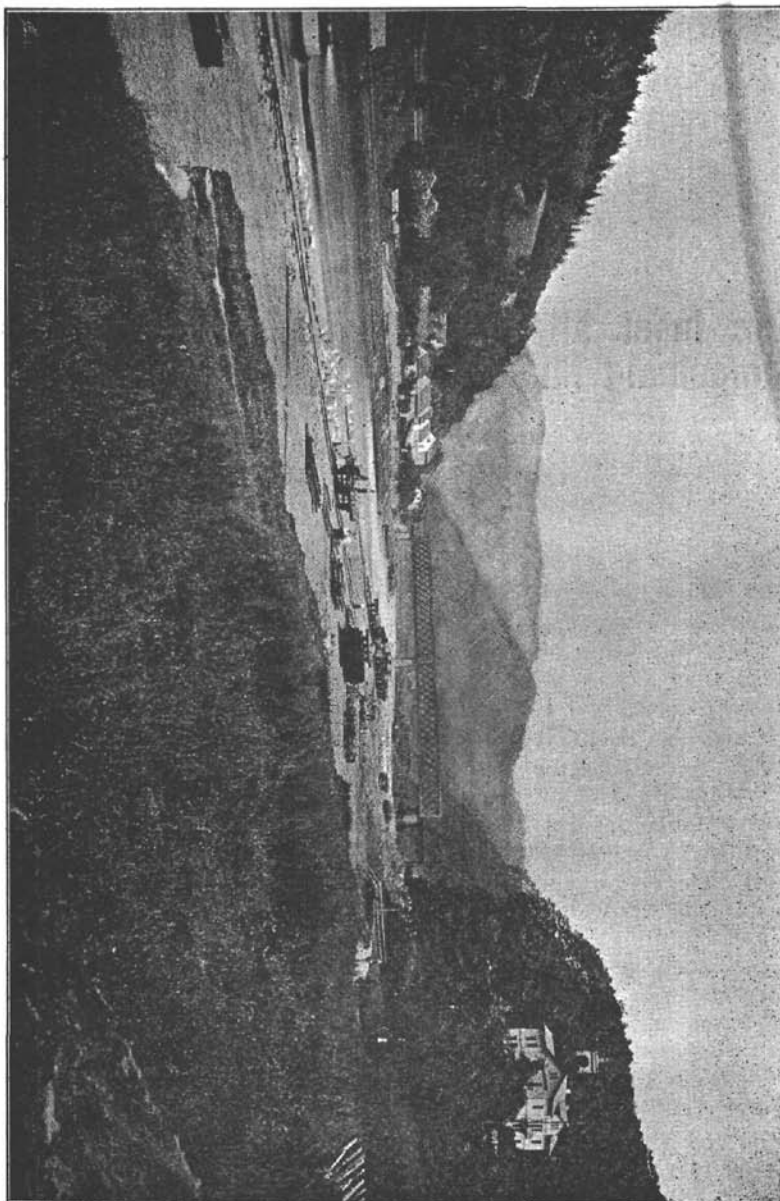
I. Allgemeines.

Die Elbe durchbricht zwischen Tetschen in Böhmen und Pirna in Sachsen die cretaceischen Quadersandsteinbänke in einem engen Fels-thale, welches cañonartig in das Sandsteinplateau eingeschnitten ist. Von einer Plateauhöhe, die auf böhmischem Gebiete 440 Meter über dem Meeresspiegel erreicht, senkt sich die Thalschlucht zu 120 Meter Meereshöhe. Der Elbcañon besitzt sonach eine Tiefe von 300 bis 320 Meter, während seine Breite 500 bis 900 Meter misst. Die leicht zerstörbaren Sandsteinmassen senken sich als verticale Felswände nicht bis zum Spiegel des Flusses herab; ihr Fuss ist im Cañon von einer gewaltigen Schutthalde verdeckt. Diese erhebt sich vom Wasserspiegel 250 Meter hoch, so dass von den Sandsteinbänken nur noch etwa 50 Meter als verticale Felswände aus der Schutthalde herausragen. Die Halden, aus grossen Sandsteinblöcken und aus kleinerem Detritus bis zum losen Sande bestehend, besitzen einen Neigungswinkel von 30 bis 40 Grad.

Die unterste Thalsohle, auf welcher sich heute die Wassermenge des Flusses bewegt, besteht aus Alluvionen, die bis zu einer Mächtigkeit von 9 bis 10 Meter auf dem felsigen Untergrunde aufgeschüttet sind. Diese Angaben stützen sich namentlich auf die beim Bau der Brücke der österreichischen Nordwestbahn über die Elbe bei Tetschen gesammelten Beobachtungen. Diese Brücke überquert die Elbe knapp hinter deren Eintritt in den Cañon. Sie ruht auf drei Pfeilern. Am rechtsseitigen ist ein Pegel angebracht, dessen Nullpunkt in 118·682 Meter Meereshöhe gelegen ist. Der rechtsseitige Brückenpfeiler erreicht den felsigen Untergrund 7·36 Meter unter dem Pegelnullpunkte, der linksseitige schon bei 7·29 Meter, während der mittlere Brückenpfeiler vom

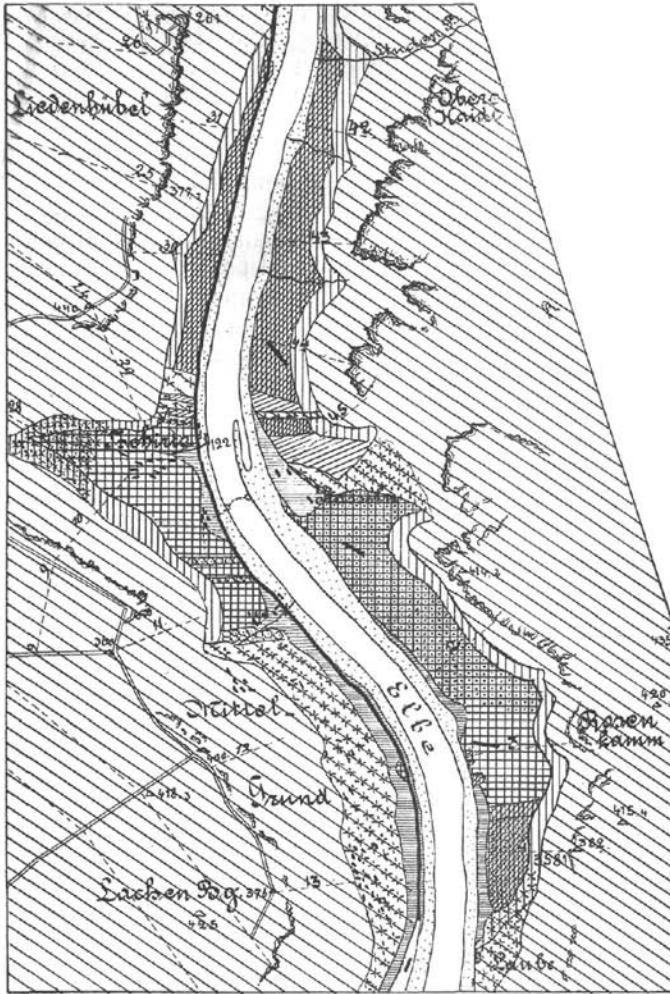
Nullpunkte ab erst in 12·74 Meter Tiefe auf dem Felsgrunde fundirt werden konnte. Da die mittlere Wassertiefe in der Nähe dieses Pfeilers

Nach einer Photographie von H. Krone, Dresden.

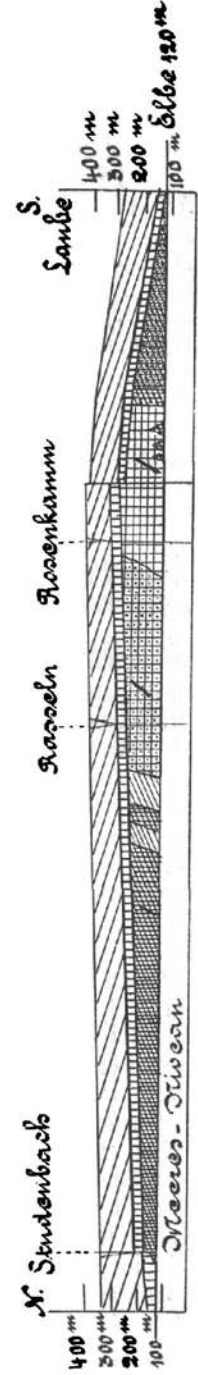


Eingang in den Elbebogen nördlich von Tetschen.

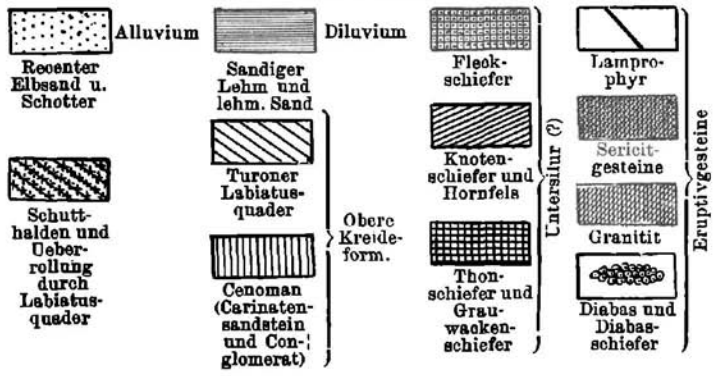
2·5 bis 3 Meter, vom Nullpunkte an gerechnet, beträgt, so bleibt für die Mächtigkeit der alluvialen Anschüttung der Maximalbetrag von 9 bis



Geologische Karte des Elbthales nördlich von Tetschen.
Maasstab 1 : 33.000.



Profil des rechten Elbufers von Nord nach Süd. Maasstab 1 : 30.000.



10 Meter.¹⁾ Es ist nicht anzunehmen, dass diese gewaltige Schottermasse in ihrer Gesammtheit vom Wasser des Flusses heute bewegt werden kann, zumal die Alluvionen an ihrer untersten Schicht aus grossen Sandstein- und Basaltblöcken bis zu Cubikmeter Rauminhalt bestehen. Eine weitere Vertiefung der Thalfurche findet demnach heute nicht mehr statt.

Die Schutthalden sind zum grössten Theile bewaldet, Wiesen- und Ackerland nur spärlich zu finden. Deshalb mied auch der Verkehr zwischen Sachsen und Böhmen in früheren Zeiten diesen unwirthlichen „Grund“, er suchte Strassen auf, die über das Sandsteinplateau führten. Erst die Eisenbahn und der ausserordentlich gesteigerte Verkehr auf der Elbe erschlossen auch diesen Theil des Elbthales. Heute führt die Weltverkehrslinie Wien-Berlin-Hamburg durch diese Thalschlucht. Trotzdem entbehren die im Elbgrunde gelegenen Ortschaften Ober-, Mittel- und Niedergrund noch immer eines verbindenden Fahrweges.

Während der Elbcañon unmittelbar bei Tetschen blos von Quadersandstein, von älteren und jüngeren Diluvialgebilden und von Alluvionen begrenzt wird, ist etwa anderthalb Kilometer nördlich vom genannten Städtchen durch die Elbthalfurche ein eigenes Grundgebirge unter den Sandsteinen der oberen Kreideformation angeschnitten. Dasselbe liegt in der Verlängerung der Erzgebirgsachse; an seinem Aufbau theilnehmen sich jedoch weder die Gneissformation, noch die Glimmerschiefer- oder Phyllitformation dieses Gebirges. Es besteht vielmehr im Wesentlichen aus klastischen Thonschiefern und aus Granitit, denen noch eine Reihe anderer Felsarten in untergeordneter Menge beigegeben ist. Zur vorläufigen Orientirung mag eine kurze Uebersicht des petrographischen und architektonischen Aufbaues dieses Grundgebirges hier Platz finden.

Von Süden her trifft man auf dem rechten Elbufer schon bei den letzten Häusern der Ortschaft Laube (nördlich von Tetschen) ältere Gesteine, und zwar findet man allda Grauwackenschiefer und Diabasschiefer mit krystallinischem Kalk. Im Walde nördlich von Laube, besonders am Promenadenwege in etwa 200 Meter Höhe an der rechtsseitigen Thallebne kommen Sericitquarzschiefer und Sericitgneiss vor. Weiter nördlich besteht die ganze Thalseite des rechten Ufers bis zu Höhen von 300 Meter über dem Meeresniveau auf eine Länge von 2 Kilometer aus Thonschiefern und Grauwackenschiefern, welche von vier Granititapophysen und mehreren Lamprophyrgängen durchbrochen sind. Nördlich von Dorfe Rasseln tritt auf beiden Ufern der Elbe ein Granititstock zu Tage, welcher anderthalb Kilometer weit die Flussufer begrenzt. Am linken Ufer der Elbe gewinnt der Thonschiefer eine geringere Entwicklung als am rechten. Man kann ihn von der Südgrenze des Granititstockes nach Süden nur etwa einen Kilometer weit verfolgen. In seinem weiteren Verlaufe wird er von Diluvionen und Alluvionen bedeckt. Vor seinem südlichen Ende sind dem Thonschiefer drei Lagergänge von Diabas mit Diabasschiefern eingeschaltet. Von diesen Diabasen ist auf dem rechten Elbufer dort, wo man sie bei Verfolgung der

¹⁾ Ob ein unterer Theil dieser Anschwemmungen dem Diluvium zugezählt werden muss, ist unentschieden.

Richtung der Lagergänge vom linken Ufer aus erwarten sollte, nichts zu finden. Sie treten am rechten Ufer, wie schon erwähnt, viel weiter südlich zwischen den nördlichen Häusern von Laube wieder auf.

Vom Granititstocke aus hat der Thonschiefer, sowie der Diabas eine contactmetamorphische Beeinflussung erfahren, welche sich namentlich auf dem rechten Ufer in der Ausbildung von Fleck- und Knotenschiefern, am unmittelbaren Contact des Granitits mit dem Thonschiefer aber durch Entwicklung von Hornfels äusserte.

Die Thonschiefer besitzen eine ost-südöstliche Streichrichtung zwischen $h\ 7$ bis $h\ 9$ mit einem recht steilen Einfallen, 40° — 80° . Diese Aufrichtung der Thonschiefer, an welcher die Diabaslagergänge theilnahmen, fand während des Carbons statt, noch vor der Eruption des Granitits, welcher Apophysen in den dislocirten Thonschiefer entsendet.

Granitit und Thonschiefer werden von jüngeren, also nachcarbonischen Lamprophyrgängen durchsetzt.

Zwischen der Zeit der Lamprophyreruption und der Ablagerung der Kreidesandsteine muss eine gewaltige Abrasion stattgefunden haben, wodurch die Thonschieferdecke, welche den Granititstock bedeckte, abgetragen wurde.

Erst während der jüngeren Kreidezeit fanden aus dem von Nord nach Süd fortschreitenden Kreidemeere wieder Absätze über dem alten Gebirge statt: Conglomerate und grobkörnige Sandsteine, dann glimmerreiche feinkörnige, endlich mittelkörnige Sandsteine. Die ersteren führen *Ostrea carinata* Lam., sie gehören demnach zur Cenomanstufe, letztere reihen sich wegen der in ihnen sich häufig findenden Leitmuschel *Inoceramus labiatus* Schloth. dem Unterturon ein. Die dem Mittel- und Oberturon angehörigen Ablagerungen, welche über dem heutigen Elbthale sicher abgelagert waren, sind heute allda nicht mehr vorhanden. Durch spätere Abtragung, die wahrscheinlich schon im Tertiär begonnen, sind die ober- und mittelturonen Ablagerungen entfernt worden, so dass das Quadersandsteinplateau, welches den Elbcañon in dem beschriebenen Gebiete rechts und links begrenzt, heute von dem unterturonen Labiatusquader gebildet wird.

Das Gebiet älterer Gesteine im Elbthale ist durch überlagernde Kreidesandsteine inselförmig isolirt, so dass nirgends ein directer Zusammenhang mit anderen Gebieten gleichen Alters erkennbar ist. Es ist aber kaum ein Zweifel zulässig, dass unser Schiefergebiet unter der Quaderbedeckung im Zusammenhange steht mit dem nordwestlich von ihm gelegenen Schieferterritorium des „Elbthalgebirges“ in Sachsen, welches soeben seitens der königl. sächs. Landesuntersuchung einer Specialaufnahme unterzogen wurde, an welcher namentlich R. Beck als Sectionsgeolog theilgenommen war. Bis jetzt sind als Resultate der Specialuntersuchung veröffentlicht worden „Erläuterungen zur geol. Specialkarte des Königreichs Sachsen, Blatt 102, Section Berggiesshübel“ von R. Beck¹⁾, sowie ein Vortrag desselben Herrn „Ueber das Schiefergebirge der Gegend von Berggiesshübel, Wesenstein und Maxen“, gehalten in der Sitzung vom 9. December 1890 der naturforschenden

¹⁾ Leipzig 1889.

Gesellschaft zu Leipzig.¹⁾ Es herrscht eine sehr auffallende petrographische Uebereinstimmung unter den in beiden getrennten Gebieten vorhandenen Gesteinen; ebenso sind in beiden Gebieten die Lagerungsverhältnisse die gleichen. Hievon konnte sich Verfasser bei Begehung des Schiefergebirges in der Umgebung von Berggiesshübel unter der liebenswürdigen Führung des Herrn R. Beck überzeugen. Dieselbe Auffassung gewann der genannte Forscher, als Verfasser ihn durch unser Gebiet im Elbthale geleiten konnte.

Das geologische Alter dieses Elbthalschiefers ist in unserer kleinen Schieferinsel nicht festzustellen. Die Entscheidung hierüber muss auf sächsischem Gebiet getroffen werden. Bis jetzt wurden die Thonschiefer des Elbthales, namentlich auch von G. Laube, der Phyllitformation des Erzgebirges zugezählt.²⁾ Dieser Formation gehören sie entschieden nicht an. Die dem Elbthal zunächst, bei Buchenhain nördlich von Tissa, auftretenden Erzgebirgsphyllite unterscheiden sich ganz wesentlich von unseren Elbthalthonschiefern. Letztere führen auch keine Phycoden wie die cambrischen Thonschiefer in Thüringen und Sachsen. Deshalb sind dieselben vielleicht dem Untersilur, möglicherweise dem Devon einzureihen. Die früheren Beobachter³⁾ liessen sich zu der Annahme eines höheren Alters dieser Thonschiefer durch den relativ hochgradigen krystallinischen Zustand derselben verleiten. Dieser ist aber dem Schiefer erst secundär verliehen worden durch die contactmetamorphische Einwirkung seitens des Granitits.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass unser Schiefergebiet auch in Verbindung steht mit den östlicher gelegenen Thonschiefervorkommen bei Georgenthal und des Jeschkengebietes. Darauf ist auch schon von früheren Beobachtern, besonders von G. Laube, hingewiesen worden.

So viel steht aber fest, dass das Elbthalschiefergebiet dem eigentlichen erzgebirgischen Systeme nicht angehört, sondern den Schiefergebieten des „Elbthalgebirges“⁴⁾ zuzuzählen ist. Schon vor der ersten grossen Dislocation, welche das gesammte nördliche Böhmen während des carbonischen Zeitalters erfasste, scheint ein gewisser Gegensatz

¹⁾ Besonderer Abdruck aus den Berichten der naturf. Gesellschaft zu Leipzig. Jahrgang 1890/91, pag. 30—38.

²⁾ G. Laube, Geologie d. böhm. Erzgebirges. II. Theil, Prag 1887, pag. 248 u. f.

³⁾ F. A. Reuss, Mineralog. Geographie von Böhmen. Dresden 1793. — F. X. M. Zippe, Uebersicht der Gebirgsformationen in Böhmen. Prag 1831. — Derselbe, Allgem. Uebersicht u. s. w. in J. G. Sommer, Das Königr. Böhmen, statistisch-topogr. dargestellt. I. Band, Prag 1833. — B. v. Cotta, Erläuterungen zu d. geognost. Charte d. Königr. Sachsen u. d. angrenzenden Länderabtheilungen. IV. Heft, Erl. zu Sect. VII, 1848. — J. Jokély, Geol. Karte der Umgebungen von Teplitz und Tetschen, Massstab 1:144.000. K. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1857. — Aug. v. Guthier, Geognost. Skizzen aus d. sächs. Schweiz. Leipzig 1858. — A. E. Reuss, Die Gegend zwischen Komotau, Saaz, Raudnitz und Tetschen in ihren geognost. Verhältnissen. Mit 2 Karten. Löschner's balneologische Beiträge. II. Band, Prag 1864. — B. v. Cotta, Erläuterungen zur geognost. Karte der Umgebung von Dresden. Dresden 1868. — Joh. Krejčí, „Vorbemerkungen“ u. s. w. Archiv für die naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen. Prag 1869, I. Band, pag. 13. — Herm. Mietzsch, Ueber das erzgebirgische Schieferterrain in seinem nordöstlichen Theile zwischen d. Rothliegenden und Quadersandstein. Halle 1871, pag. 5. — A. Hettner, Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der sächsischen Schweiz. Stuttgart 1887, pag. 255.

⁴⁾ Man vergl. diesbezüglich: Herm. Credner, Ueber das erzgebirgische Falten-system. Vortrag, geh. in Dresden am 3. Sept. 1883. Dresden.

zwischen dem Erzgebirge und dem Schiefergebiete des Elbthalgebirges vorhanden gewesen zu sein, so dass nach der Dislocation, also von der productiven Steinkohlenformation ab, das Gebiet der gefalteten Erzgebirgsgneisse jäh abgebrochen erscheint in einer Linie, welche nahezu senkrecht auf der nordöstlichen Richtung der Erzgebirgsfalten von Südosten nach Nordwesten verlief. Diese Linie ist derzeit allerdings vom Quadersandstein ganz überdeckt. Sie ist westlich vom heutigen Elbthal zu suchen. Möglicherweise deuten die allerdings sehr jungen Basaltausbrüche am „kahlen Berge“ nördlich von Eulau, im Dorfe Schneeberg und bei Eiland annähernd ihren Verlauf an. Die Transgression während des cretaceischen Zeitalters fand im nördlichen Böhmen an dem Orte, wo heute die Elbthalfurche das Quadergebiet durchschneidet, altpaläozoische Schiefer, hingegen Erzgebirgsgneisse ohne jüngere Bedeckung erst weiter südlich an der Stelle des vulkanischen Mittelgebirges vor.

Die Erzgebirgsfalten streichen vorherrschend von Südwest nach Nordost, wenn auch local namentlich im östlichsten Theile (so bei Tissa) Abweichungen von dieser Richtung zu beobachten sind. Unsere Schiefer im Elbthale streichen von Ostsüdost nach Westnordwest. Deshalb trennt sich das Elbthalschiefergebiet vom Erzgebirge nicht durch die einfache Verschiebungsfäche eines „Blattes“ im Sinne Ed. Suess'.¹⁾ Sonst müsste in beiden Systemen die gleiche Richtung des Streichens vorwalten. Die Trennungsfäche zwischen beiden Gebieten ist eine Grenze anderer Ordnung.

So gewinnt unsere kleine Schieferinsel im Elbthale durch ihre Lage zwischen dem Erzgebirgssysteme, dem Elbthalsysteme in Sachsen und dem sudetisch gefalteten Jeschkengebiete eine allgemeine Bedeutung. Da sie selbst dem sächsischen Elbthalgebirge zugehört, so ist die Ostgrenze für das Erzgebirge weiter gegen den Westen zu verschieben. Und das Elbthalgebirge reicht nach Süden bis zu dieser Stelle der Elbthalfurche.

Das Kreidemeer setzte im Osten des Erzgebirges nicht bloß während des Cenoman, sondern auch im Turon vorzugsweise sandige Ablagerungen ab. In der gleichen Zeit, namentlich im Turon, wurden von Tetschen ab bis Teplitz einerseits und bis weit nach Mittelböhmen andererseits vorzugsweise thonige und kalkreiche Sedimente abgesetzt. Das weist auf die Existenz einer Erhebung hin, welche als niedriger Rücken schon in der Kreidezeit östlich vom Erzgebirge vorhanden war.

Die zweite grosse Bewegung, welche im nördlichen Böhmen während des Tertiärs, und zwar vom mittleren Oligocän ab vor sich ging, bestand in grossen Einbrüchen. Dadurch wurden wohl an den Rändern der Einbruchfelder Schichten aufgerichtet, allein Faltung fand nicht mehr statt. Während die carbonischen Bewegungen die erfassten Schichten in Falten legten, erzeugten die oligocänen Brüche. Das Einbruchgebiet findet seinen Nordrand entlang des südlichen Steilabfalles des Erzgebirges, greift aber in seinem weiteren nordöstlichen Verlaufe über in das Quadersandsteingebiet und erfasst auch unsere Schieferinsel im Elbthal, so dass unser Schiefergebiet an seinem Südrande jäh abge-

¹⁾ Ed. Suess, *Antlitz der Erde*. I, 159.

brochen erscheint. Es überschreiten demnach die tertiären Bruchlinien die früheren Grenzen verschiedener gerichteter Falten, Erzgebirge und Elbthalgebirge erscheinen von denselben Einbrüchen einheitlich abgebrochen, unbeschadet alter Gegensätze und petrographischer, sowie geologischer Verschiedenheit.

Durch die Bewegungen, welche im Sinne des tertiären Einbruches innerhalb der alten Schieferinsel im Elbthale stattfanden, vollzogen sich tiefgreifende Veränderungen in den Gesteinen derselben. Alle Gesteine der Insel weisen die Wirkungen einer Dislocationsmetamorphose in höherem oder geringerem Grade auf. Der höchste Grad der Umwandlung ist an der Südgrenze der Schieferinsel erreicht, alwo die grösste Bewegung stattgefunden hat. Granitit ist an dieser Stelle zu einem faserigen Sericitallitgestein zerquetscht, welches geradezu als Sericitgneiss angesprochen werden kann. Desgleichen ist Grauwackenschiefer in einen Sericitquarzschiefer umgewandelt. Auf diese Bewegungen sind auch zurückzuführen die faserig entwickelte Gneissfacies an vielen Orten innerhalb des Granititstockes, sowie auch die Andeutungen von Druckschieferung, welche an vielen Stellen im Thonschiefergebiete auftreten.

Der Erzgebirgsabbruch besteht aus einem ganzen System gleichgerichteter Brüche, entlang welcher von Süden gegen Norden an Intensität abnehmende Verschiebungen eingetreten sind. Diese Bruchlinien finden schon im östlichen Theile des Erzgebirges, dann im Elbthale und östlich von demselben eine Ablenkung von ihrer ursprünglichen Richtung. Aus der nordöstlichen Richtung wird eine westöstliche, die endlich zur südöstlichen wird. Einzelne Gneisschollen in Tissa streichen schon 110° Südost bei einem südwestlichen Einfallen von $60-70^{\circ}$. Die Schichten des Quadersandsteines der Schäferwand bei Tetschen streichen nahezu Ostwest mit einem südlichen Verflachen von $15-20^{\circ}$. Die Schichten einer Quadersandsteinscholle nördlich der Laubenschlucht, rechts der Elbe, streichen ebenfalls Ostwest mit einem südlichen Einfallen von 25° . Am Vogelstein nördlich von Losdorf bei Tetschen, östlich vom Elbthale, streichen die Quadersandsteinbänke Südost 140° mit einem südwestlichen Verflachen von 10° .

Wenn man sich den Südrand derjenigen Gebirgsmassen, welche vom Einbruche in der Tertiärzeit nicht ergriffen wurden, construiert, so erhält man eine ausserordentlich unregelmässige Linie, welche im Erzgebirge einer nordöstlichen Hauptrichtung folgt, gegen das Elbthal zu und bei Querung desselben eine ostwestliche Richtung annimmt, um östlich vom Elbthale sich nach Ost-südost zu wenden.

Unsere Schieferinsel stellt sonach ein Gebiet dar, in welchem selten Ruhe herrschte. Auf die Eruption der silurischen (?) Diabase folgte die carbonische Faltung. Dann die carbonische oder postcarbonische Eruption des Granitits, ferner die postcarbonische, aber präcretaceische Eruption der Lamprophyre. Nachdem vor der Kreide eine weitgehende Abrasion stattgefunden, ging die Ablagerung der Kreideschichten vor sich. Dieser folgten die tertiäre Senkung und die endliche Erosion des Elbthales während des Diluviums.

II. Das Schiefergebiet.

In ihrem südlichen Theile besteht die Insel älteren Gebirges aus Thonschiefern, mit denen Grauwackenschiefer wechsellagern. An mehreren Orten sind den Thonschiefern Lagergänge von Diabas und Diabasschiefer eingeschaltet. Ganz untergeordnet tritt an einem einzigen Punkte in Verbindung mit Diabasschiefer krystallinischer Kalk auf. Demnach betheiligen sich am Aufbau des Schiefergebietes folgende Gebirgsglieder:

1. a) Thonschiefer.
- b) Grauwackenschiefer.
2. Diabas und Diabasschiefer.
3. Krystallinischer Kalk.
4. Quarzige und granitoide Ausscheidungen.

I. a) Thonschiefer.

Die Thonschiefer unseres Gebietes stellen dünnschieferige Gesteine dar von lichtgrauer bis dunkelschwarzer Färbung. Auf dem Querbruche erscheinen sie matt. Trotzdem sie auf beiden Seiten der Elbe im Allgemeinen gleich entwickelt sind, weisen sie doch auf dem linken Ufer eine grössere Mannigfaltigkeit auf als am rechten. Ihr Gebiet gewinnt auf der rechten Elbseite eine fast doppelt so grosse Ausdehnung als dies auf der linken der Fall ist, das Elbthal schneidet die Schiefer auf der rechten Seite in einer Strecke von 2200 Meter an, linksseitig sind sie bloß auf 1200 Meter zugänglich. Die rechtsseitigen Schiefer weisen durch den grösseren Theil ihrer Ausdehnung eine vom Granititstock ausgehende contactmetamorphische Beeinflussung auf, während die Zone der Contactwirkung auf dem linken Ufer eine viel kleinere ist. Deshalb will es scheinen, als ob die Südgrenze des Granititstockes rechtsseitig einen anderen Verlauf nähme als auf der linken Seite. Der Thonschiefer des rechten Ufers scheint nur eine dünne Scholle darzustellen, welche dem Granititstock seitlich anhaftet. Diese Annahme findet auch eine Stütze in dem Auftreten von Granitapophysen, welche nur am rechten Ufer zu finden sind. Auch reicht der Thonschiefer rechts der Elbe in bedeutendere Höhen, bis 300 Meter, während er links nur zu 220 Meter Meereshöhe sich erhebt.

Neben den Schieferungsflächen, die der Schichtung parallel verlaufen, treten an wenigen Orten noch anders gerichtete Absonderungsflächen auf, die wohl auf Druckwirkung zurückzuführen sind. Als Druckschieferung kann die Erscheinung noch nicht angesprochen werden, sie ist hiefür noch nicht deutlich genug. Sobald Schieferung und die genannte Absonderung gleichzeitig sich geltend machen, zerfallen die Schiefer leicht in grössere oder kleinere rhomboidale Stücke. Solcher Schiefer wurde früher als „Wetzschiefer“ verwendet. Das war namentlich beim Thonschiefer südlich von Rasseln der Fall.

Die Thonschiefer unseres Gebietes weisen auf der so kurzen Strecke ihres Aufschlusses ziemlich einheitliche Lagerungsverhältnisse auf: ein Streichen Ostsüdost und ein steiles Einfallen nach Nordnordost.

Doch lässt sich constatiren, dass die Thonschieferschichten an der Südgrenze ihres Auftretens eine Streichrichtung von nahezu Ostwest besitzen und sich dann in ihrem weiteren Verlaufe nach Südost wenden, so dass die nördlichsten Schiefer Südost 125° bis 130° streichen. In Folgendem sind einige diesbezügliche Ablesungen notirt; die angeführten Beobachtungsorte sind von Süd nach Nord angeeicht. Die Aufnahmen wurden auf den wirklichen Meridian unter Annahme einer Declination von 10° nach West reducirt.

	Streichen	Fallen
Rechtes Ufer.		
1. Sarcitschiefer bei den südlichen Granitapophysen	{ Ostsüdost 95° bis 100°	{ Nordnordost 50° bis 70°
2. Thonschiefer nördl. von den südl. Granitapophysen	Ostsüdost 95°	{ Nordnordost 50° bis 75°
3. unterhalb des Rosenkammes	{ Ostsüdost 100° bis 105°	{ Nordnordost 45°
4. " nördlich von 3.	Ostwest	Nord 70°
5. Fleckschiefer nördlich von 4	{ Südost 115° bis 130°	{ Nordost 60°
6. Wetzschiefer unterhalb des aufgelassenen Schleifsteinbruches	Südost 135°	Nordost 40°
7. Grauwackenschiefer nördlich des aufgelassenen Schleifsteinbruches	Südost 125°	Nordost 60°
8. Fleckschiefer südlich von Rasseln	Südost 125°	{ Nordost 50° bis 65°
9. " im Elbbette südlich von Rasseln	{ Südost 125° bis 130°	{ Nordost 65°
10. Knotenschiefer, Rasseln Nord	Südost 120°	Nordost 40°
11. Hornfels zwischen Granitapophyse und Granitstock	Ostwest	saiger
Linkes Ufer.		
12. Thonschiefer am unteren Wege neben Diabas II	{ Ostwest 85° bis 90°	saiger
13. Diabasschiefer am oberen Wege	Ostwest 90°	{ saiger bis Nord 80°
14. " unteren Wege nördlich von 12.	Ostwest	Süd 70°
15. Thonschiefer südlich des Tschirtenbaches	Ostsüdost 95°	saiger
16. " nach Maxdorf " " am Wege	Ostwest	saiger
17. Thonschiefer nördlich des Tschirtenbaches	{ Ostwest bis Ostsüdost 100°	{ Nord 70° bis 80°
18. Grauwackenschiefer nördlich des Tschirtenbaches	Ostsüdost 100°	Nord 80°

Zwischen beiden Ufern macht sich ein gewisser Gegensatz bemerkbar in der Richtung des Streichens, so dass die Thonschiefer namentlich bei Rasseln eine mehr nach Südosten gedrehte Richtung des Streichens besitzen als die Schiefer der Tschirte. Weitere Gegensätze bestehen in dem Auftreten von Diabasen südlich des Tschirtenbaches und in dem Fehlen von Granitapophysen auf dem linken Ufer.

Diejenigen Thonschiefer, welche ihren ursprünglichen Zustand am besten erhalten haben dürften, finden sich am linken Elbufer südlich des Tschirtenbaches. Sie kommen allda in zwei Modificationen, im Folgenden mit α und β bezeichnet, vor.

α) Etwa 650 Meter südlich vom Tschirtenbache, am Fahrwege zwischen dem Bahnkörper und der Bergelehne, steht die erste Modification des Thonschiefers (α) südlich der daselbst auftretenden Diabase an. Es stellt der Thonschiefer α ein dunkelgrünlichgrauges, stellenweise violett geflecktes Gestein dar, welches dünnschieferig ist und matt oder auf den Schieferungsflächen schwach glänzend erscheint. Dieses Gestein wurde von den früheren Beobachtern als „Phyllit“ angesprochen. Von allen Thonschiefern unseres Gebietes mag es sich auch am meisten dem Phyllit nähern; doch ist es von den Erzgebirgsphylliten, die, dem Elbthal zunächst, bei Buchenhain in Sachsen etwa 4·5 Kilometer nördlich Tissa auftreten, durch Ansehen, mineralogische Zusammensetzung und Structur wesentlich verschieden. Diese Erzgebirgsphyllite sind von F. Schaleh der unteren Phyllitformation zugezählt worden.¹⁾ Aehnliche ältere Phyllite werden auch von R. Beck aus der Umgebung von Berggiesshübel beschrieben.²⁾

Unter dem Mikroskope löst sich unser Thonschiefer, welcher dem blossen Auge vollständig dicht erscheint, in ein ausserordentlich inniges und feinkörniges Gemenge von Quarzkörnchen und Glimmerblättchen auf. Die Mehrzahl der letzteren ist Kaliglimmer; Magnesiaglimmer tritt nur untergeordnet auf. Auch büschelweise oder fächerförmig angeordnete Chloritblättchen betheiligen sich am Gesteinsgewebe. Hie und da ein Turmalinsäulchen. Allenthalben winzigste Erzkörner eingestreut, darunter häufig Pyrit. Die Glimmerblättchen stehen mit ihren Hauptdimensionen oft senkrecht zur Schieferung, so dass auf Schlifften parallel zur Schichtung schmale leistenförmige Durchschnitte sich ergeben. Rutilnadelchen sind nicht vorhanden. Eine das Licht einfach brechende Substanz war nicht aufzufinden. Quarztrümchen und -Knauer von den dünnsten mikroskopischen Haarfäden bis zu 10 und 20 Centimeter mächtigen Gängen durchsetzen das Gestein. Pyritkryställchen werden vom blossen Auge schon erkannt.

Ein Mineral der Amphibolgruppe, auf dessen Anwesenheit ein relativ hoher Gehalt an MgO , wie die Bauschanalyse ausweist, schliessen liesse, ist im constituirenden Mineralgemenge des Thonschiefers nicht zu erkennen. Der MgO -Gehalt ist vielmehr den Glimmermineralien und dem Chlorit zuzuschreiben. Die leistenförmigen Umriss, welche in den Dünnschlifften erscheinen und als Längsschnitte von Prismen gelten könnten, sind, wie schon erwähnt, Durchschnitte von Glimmerblättchen. Dagegen machen es die Ergebnisse der Analyse wahrscheinlich, dass sich am mineralischen Bestande ein Kalknatronfeldspath betheiligt. Der Gehalt an Na und Ca veranlasst daran zu denken, dann aber besonders das mikroskopisch nachweisbare Vorkommen von Plagioklas der genannten Art in den grobkörnigeren Einlagerungen von Grauwackenschiefer innerhalb der Thonschiefer. In den dichten Thonschiefern sind wahrscheinlich die Plagioklase wegen ihrer Kleinheit von Quarz nicht zu unterscheiden.

¹⁾ Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen. Section Rosenthal-Hoher Schneeberg, pag. 6.

²⁾ Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen. Section Berggiesshübel, pag. 11.

Ein Theil der am Aufbau des Thonschiefers sich beteiligenden Quarzkörnchen ist sicher allothigenen Ursprungs. Das gilt namentlich für die grösseren. Die Glimmerminerale müssen zum Theile als authigene angesehen werden. Denn Glimmerblättchen fremder Herkunft wären durch die Sedimentation mit ihren Flächen mehr oder weniger parallel gerichtet worden, und sie könnten nicht mit ihren Hauptdimensionen auf der Schichtungsfläche senkrecht stehen. Die grösseren Quarzkörner besitzen einen Kern allothigener Art, um welchen sich authigene Quarzsubstanz in gleicher optischer Orientirung angelagert hat. Diese jüngere Quarzsubstanz schmiegt sich in vielen Fällen eng an benachbarte Glimmerblättchen, so dass dadurch die sonst feinkörnige Structur etwas flaserig wird. Diese Verflaserung von Quarz und Glimmerblättchen weist wohl auf mechanische Einflüsse hin, denen der Thonschiefer ausgesetzt war. Mit der Verflaserung steht im ursächlichen Zusammenhang eine andere Erscheinung. Die leistenförmigen Glimmerdurchschnitte, Quarze (und ? Feldspathe) sind mit ihrer längeren Achse alle parallel gerichtet, so dass sie bei Beobachtung im polarisirten Lichte gleichzeitig auslöschen. Dieselbe „niedliche Erscheinung“ ist schon von H. Rosenbusch in den „Phylliten“ von Roth-Schönberg im Triebischthale, sowie in den Schiefen von Wippra am Harz beobachtet und als eine Folge mechanischer Einwirkung erkannt und beschrieben worden. Die mechanische Einwirkung „hat alle Glimmerblättchen und Quarzkörner in die Länge gezerrt und ihre lange Achse der Schichtung parallel gestellt“. ¹⁾

Und so haben die ursprünglich klastischen Thonschiefer eine theilweise krystallinische Structur mit deutlicher Parallelstellung der einzelnen Gemengtheile secundär erhalten.

Die chemische Zusammensetzung dieses Thonschiefers, dessen Dichte = 2.79, ist nach einer Analyse des Herrn L. Jesser in Wien folgende:

	Analyse I
SiO_2	61.60
Al_2O_3	20.32
Fe_2O_3	8.03
CaO	1.20
MgO	2.83
K_2O	2.35
Na_2O	1.43
H_2O	2.18
Summe	99.94

Diese Analyse würde annähernd folgende Mengen der constituirenden Minerale beanspruchen: Quarz 48 Procent, Kaliglimmer 25 Procent, Magnesiaglimmer 10 Procent, Feldspath (Kalknatronfeldspath), Chlorit und Eisenkies 17 Procent.

¹⁾ H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer u. s. w. Strassburg 1877, pag. 123 und 124.

β) Etwa 100 Meter südlich von der Modification α des Thonschiefers, also im Liegenden desselben, tritt ein fast schwarzer, auch dünnschieferiger Thonschiefer auf, welcher im angewitterten Zustande auf den Schichtflächen schwache Fältelung aufweist. Auch diese Modification β des Thonschiefers besteht aus einem ungemein dichten Gemenge von Quarz, Glimmer und Chlorit in innigster Verwebung. In langgestreckten Flecken und in Streifen häufen sich Rutilnadelchen und winzigste dunkle Körnchen an. Letztere sind Ursache der schwarzen Färbung. Es lag nahe, die schwarzen Körnchen für eine Form von Kohlenstoff oder doch für einen kohlenstoffreichen Körper zu halten. Allein einige zur Prüfung der fraglichen Körnchen von Herrn Dr. Franz Ullik ausgeführte Reactionen wiesen auf eine an Kohlenstoff sehr arme Substanz hin: 1. Beim Glühen an der Luft geht die schwarze Färbung des Schiefers über in eine rothbraune; 2. beim Glühen im Glasrohre mit CuO entwickelt sich nur eine ganz minimale Menge von CO_2 ; 3. bei der Sublimation entweichen keine brenzlichen Stoffe, sondern fast reines Wasser mit nur schwach alkalischer Reaction. Demnach enthalten die schwarzen Körnchen weder erhebliche Mengen von Kohlenstoff, noch solche von Schwefel. Da die Schiefer an der Luft leicht verwittern, wobei sie sich gelbbraun verfärben, ferner beim Glühen eine rostrothe Farbe annehmen, so darf wohl auf die Anwesenheit einer Eisenoxydulverbindung geschlossen werden.

Auf dem rechten Ufer findet sich von der südlichsten Granitapophyse nordwärts ein grünlichgrauer, dünnschieferiger Thonschiefer, welchem Bänke von Grauwaackenschiefer eingeschaltet sind. Neben der grünlichgrauen Färbung treten stellenweise violette Flecke auf. Die violetten Farben sind hervorgerufen durch locale Oxydation und Hydratisirung von Eisenerzen. Am Aufbau des dichten Schiefergesteins betheiligen sich Körnchen von trübem Quarz (und von Plagioklas?), wegen ihrer Form als allothigen anzusehen, ferner Magnesiaglimmer und untergeordnet Kaliglimmerblättchen. Die dunkeln Glimmerblättchen sind häufig quergestellt zur Schieferungsfläche, dann weisen sie trotz ihrer Kleinheit sehr deutlichen Pleochroismus auf, und bei gekreuzten Nicols zeigen sie lebhafte Interferenzfarben. Endlich finden sich allgemein viele rothe Eisenoxydblättchen und Körnchen von Eisenkies eingestreut. Letzterer hat zum Theil Umwandlung in braungelbe Eisenoxydhydrate erfahren. Rutilnadelchen fehlen wie in der Modification α des linksseitigen Thonschiefers. Von diesem unterscheiden sich die Thonschiefer der rechten Elbseite aber durch eine minder stark entwickelte krystallinische Ausbildung. Local tritt in den Thonschiefern Kaliglimmer in makroskopisch schon erkennbaren Blättchen auf, so nördlich von der Granitapophyse IV (von Süden an gezählt).

Der Thonschiefer des rechten Ufers weist die chemische Zusammensetzung II auf. Zum Vergleiche ist in Analyse I die schon auf pag. 246 [12] angegebene Zusammensetzung von Thonschiefer des linken Ufers wiederholt. Auch diese Analyse II wurde wie alle Analysen I bis X von Herrn L. Jesser ausgeführt.

	Analyse I	Analyse II
SiO_2	61.60	62.94
Al_2O_3	20.32	17.49
Fe_2O_3	8.03	8.08
CaO	1.20	1.21
MgO	2.83	2.54
K_2O	2.35	3.53
Na_2O	1.43	1.26
H_2O	2.18	3.46
Summe	99.94	100.51
Dichte	2.79	2.68

I. b) Grauwackenschiefer.

Mit den Thonschiefern sind durch Wechsellagerung Complexe von harten, festen, zumeist dunkel schwarzgrau gefärbten Gesteinsbänken verbunden, welche, klastischen Ursprungs, derzeit doch die mineralische Zusammensetzung und auch nahezu die krystallinische Structur von dichten Gneissen besitzen. Nur mit Widerstreben nenne ich diese theilweise an Hälleflinte erinnernden Gesteine „Grauwacken“. Sie sind aber unstreitig klastischer Herkunft, sie haben ihre subkrystallinische Structur erst nachträglich erhalten. Aus diesem Grunde kann man sie füglich nicht gut anders benennen.

Die Grauwackenschiefer bilden 20 bis 25 Centimeter mächtige Bänke, die sich zu Complexen von 20 Meter, 30 bis 50 Meter Mächtigkeit gruppieren. Am zahlreichsten treten sie im südlichen Theile des rechtsuferigen Thonschiefergebietes bei den südlichen Granitapophysen, dann in der Schlucht, welche vom Rosenkamm zur Elbe führt, ferner beim Lamprophyrgang unterhalb des aufgelassenen Schleifsteinbruches südlich von Rasseln auf. Am linken Ufer sind sie von einer einzigen Stelle, nördlich des Tschirtenbaches am Promenadenwege im Walde, noch südlich der Knotenschiefer, bekannt. Die Färbung dieser Gesteine ist, wie erwähnt, zumeist dunkelschwarzgrau, seltener lichtgrau oder röthlichgrau. Sie sind grobkörniger als die Schiefer, dem blossen Auge erscheinen sie krystallinisch-feinkörnig. Ihr Bruch fast muschelrig.

Bei mikroskopischer Prüfung erweisen sie sich überwiegend aus folgenden Mineralien zusammengesetzt: Körner von Quarz, von Plagioklas, letzterer sehr reichlich und von frischester Beschaffenheit, von wenig Orthoklas, dieser meist getrübt, Fasern von Glimmer. Zumeist ist der Glimmer Biotit, nur ab und zu erscheint ein grösseres Blättchen von Muscovit. Aber dort, wo das Gestein unverkennbar grösserem Druck ausgesetzt war, so dass Bewegungen stattgefunden haben, zeigt sich reichlich Sericit. Accessorisch kommen abgerundete Apatitkörner, rothe Eisenoxydblättchen, Zirkonkörner, sowie Eisenkies vor. Der letztere macht sich übrigens schon makroskopisch bemerkbar.

Quarze und Feldspathe sind häufig getrübt durch winzigste Körnchen, Nadelchen und Blättchen, ersterer auch durch Flüssigkeitseinschlüsse. Einzelne dieser trübenden kleinsten Einschlüsse erweisen sich als Eisenoxydschüppchen, andere als Glimmerblättchen, die Mehrzahl

derselben ist aber nicht weiter definirbar. Viele Quarz- und Feldspathkörner sind nachträglich zertrümmert, die eckigen Trümmer liegen nebeneinander, durch secundären Quarz oder Glimmer verbunden. Die grösseren Quarze und Feldspathe stellen ganz unregelmässig begrenzte Körner dar. Diese sind wohl allothigen. Die neben diesen noch vorhandenen kleineren Quarz- und Feldspathkörnchen müssen als authigen angesprochen werden. Der authigene Quarz bildet häufig „complexe Körner“. Die authigenen Plagioklase fallen durch ihren frischesten Zustand auf. Ein Isoliren der Feldspathe zum Zwecke genauer Bestimmung war bei deren geringen Dimensionen noch undurchführbar. Nur die Beobachtung der Auslösungsschiefe bot einige Anhaltspunkte. Es zeigten sich durchwegs sehr geringe Auslösungsschiefen gegen die Zwillingsstreifung, Winkel von 5° — 8° — 10° . Hiebei sind nur jene Werthe berücksichtigt, welche sich bei symmetrischer Auslöschung zu beiden Seiten der Zwillingsnaht ergaben. Hiernach wäre ein natronreicher Kalknatronfeldspath vorhanden. Nicht selten zeigen sich die Feldspathe von Quarz in der bekannten Weise durchwachsen.

Die Structur dieser Grauwackenschiefer nähert sich der faserigen: die grösseren Quarz- und Feldspathkörner sind von blätterig-schuppigen Glimmerfasern und feinkörnigen Gemengen der genannten Minerale umwoben.

An einer Stelle, etwa 400 Meter südlich vom Rasselbach, ragt rings umgeben von gewöhnlichem Thonschiefer, ein isolirtes Felsriff empor, welches von einem ausserordentlich harten, dunkelgrauen, dichten Gestein gebildet wird. Bei der Verwitterung zerfällt es in kleine Stückchen. Unter dem Mikroskope löst sich das Gestein in ein gleichförmiges, sehr dichtes Gemenge richtungslos verbundener Quarzkörnchen und Glimmerblättchen auf. Irgend ein Feldspath ist offenbar wegen der Kleinheit der Körnchen von Quarz nicht zu unterscheiden. Das Gestein trennt sich in Folge Mangels jeder Schieferung scharf vom Thonschiefer. Eher lässt es sich als ein ausserordentlich feinkörniger Grauwackenschiefer auffassen.

Die chemische Zusammensetzung des Grauwackenschiefers, dessen Dichte = 2.69, wird durch nachstehende Analyse III gegeben:

SiO_2	72.56
Al_2O_3	11.45
Fe_2O_3	5.98
CaO	2.46
MgO	0.50
K_2O	3.26
Na_2O	1.99
H_2O	1.44
Summe	99.64

Auch die chemische Zusammensetzung weist auf die Anwesenheit von viel Quarz, dann von Kalknatronfeldspath, Kalifeldspath, Magnesia- und Kaliglimmer hin.

2. Diabas und Diabasschiefer.

In den Thonschiefern treten vier Gänge von umgewandeltem Diabas auf. Der erste ist nur zugänglich am Waldwege, welcher die zerstreuten Gehöfte von Mittelgrund, links der Elbe, in etwa 175 Meter Meereshöhe verbindet. Seine Fortsetzung nach Osten gegen die Elbe ist angedeutet durch Lesesteine, die auf den Feldern ausserhalb des Waldes zerstreut liegen. Soweit dieser erste Gang (in Folgendem mit Gang I bezeichnet) erschlossen, ist er fast ganz in Diabasschiefer umgewandelt. Der zweite Gang (Gang II) liegt vom ersten etwa 200 Meter weiter gegen Norden. Derselbe tritt sehr schön zu Tage an dem Fahrwege, welcher entlang der königl. sächsischen Staatsbahnstrecke nach der Tschirte führt. Er besitzt am Wege eine Mächtigkeit von nahezu 20 Meter. Nach zerstreuten Diabasblöcken zu urtheilen, würde sich der Gang in seinem weiteren Verlaufe westlich im Walde in zwei Gänge gabeln. Auf seiner Nordseite grenzt er sich gegen den Thonschiefer durch eine Diabasschieferlage ab. Der dritte (nördlichste) Diabasgang (Gang III) setzt im Thonschiefer 50 Meter nördlich vom zweiten in der Mächtigkeit von ebenfalls 20 Meter auf. Auch dieser Gang ist am letztgenannten Wege gut aufgeschlossen. Auf seiner Nordseite geht er ganz allmählig in Diabasschiefer über, welcher sich gegen den Thonschiefer scharf abgrenzt. Auf das Vorhandensein eines vierten, am rechten Elbufer gelegenen Diabasanges muss mit Sicherheit geschlossen werden, weil sich chloritreiche Diabasschiefer bei den nördlichsten Häusern der Ortschaft Laube vorfinden.

Alle Diabasgänge streichen in der gleichen Richtung von Osten nach Westen; ihr Einfallen ist theils saiger, so Gang II, theils mit sehr steilem Winkel (70° — 80°) nach Norden, Gang I, oder bei Gang III nach Süden. Die Lagerung der Thonschiefer ist in der Umgebung der Diabase mannigfaltig gestört; die Schiefer erscheinen im Gegensatz zu der recht gleichmässigen Lagerung des rechtsseitigen Thonschiefers derart dislocirt, dass sie das gleiche Verflachen und Streichen aufweisen wie die angrenzenden Diabasgänge. Und deshalb können die Diabasgänge füglich als Lagergänge bezeichnet werden.

Das Gestein der Gänge ist stark zerklüftet. Die Klüfte besitzen unregelmässigen Verlauf, doch herrscht bei den Klüftflächen die Richtung des Gangstreichens vor. Dem unbewaffneten Auge erscheinen die Diabase als mittel- bis feinkörnige Gesteine von dunkelgraugrüner Färbung. Nur das Gestein des zweiten und theilweise auch das des dritten Ganges erscheint massig, während der erste Gang und ein grosser Theil des zweiten Ganges mehr oder weniger schieferig ausgebildet sind. Auch vom vierten Gange sind nur schieferige Gesteine bekannt.

Unsere Diabasgesteine bestehen dormalen wesentlich aus Plagioklas und Hornblende. Dazu gesellen sich Titaneisen mit Leucocoxenrändern, Apatit, ferner Chlorit, Calcit, Epidot, Magnesiaglimmer, Quarz, stellenweise Anatas, endlich der schon makroskopisch auffallende Pyrit. Diese Minerale theilnehmen sich in verschiedenen Mengenverhältnissen am Aufbau unserer Gesteine. Auch die Art der Ausbildung und des Auftretens der einzelnen angeführten Gemengtheile wechselt ausserordentlich. Desgleichen ist die Structur der hier zu erörternden Gesteine

eine sehr mannigfaltige, so dass sich Gemeinsames nicht leicht auführen lässt.

Nirgends ist der Diabas in seinem ursprünglichen Zustande aufzufinden. Allenthalben hat er mehr oder weniger tief gehende Veränderungen in seinem mineralischen Bestande, in seiner Structur oder in beiden erfahren. Die Ursachen dieser metamorphischen Erscheinungen sind zu suchen in der Contactwirkung seitens des benachbarten Granitstockes, namentlich aber in dynamischen Vorgängen, die mit den wiederholten Dislocationen des Schiefergebietes verbunden waren. Es ist nicht möglich, jeden metamorphen Vorgang im Gestein auf eine bestimmte Ursache zurückzuführen, indem sich die Wirkungen der verschiedenen Ursachen noch lange nicht in der gewünschten Schärfe trennen lassen.¹⁾

Unter den Veränderungen, welche der mineralische Bestand der ursprünglichen Diabase erfahren hat, steht obenan das gänzliche Verschwinden des Augits. Nirgends, auch nicht dort, wo das Gestein die relativ geringste Veränderung erlitten hat, ist Augit aufzufinden. Ueberall ist pleochroitische uralitische Hornblende an seine Stelle getreten. Sogar die ursprünglichen Krystallformen des Augits sind verwischt. Die uralitische Hornblende bildet Faseraggregate, in welchen die einzelnen Hornblendefasern mit ihren Längsachsen einander parallel gestellt sind und in ihrem Gesammtumriss die Formen des Augits wohl annähernd aufweisen, über die Augitformen aber hinauswuchern. Die Uralitisirung ist wohl auf Contactwirkung seitens des nördlich etwa 1000 Meter entfernten Granitstockes zurückzuführen.²⁾ Denn diese Erscheinung tritt allgemein auf, nicht bloß local, und auch dort, wo nur geringfügig dynamische Vorgänge sich abgewickelt haben.

Bei dieser Sachlage konnte der Diabascharakter vorliegender Gesteine vorzugsweise nur aus der an manchen Orten erhaltenen Structur erschlossen werden. Mit Lossen wären unsere Gesteine als amphibolitisirte Diabase zu bezeichnen.

Die geringsten Veränderungen dürfte das Gestein des Ganges II erlitten haben. Dasselbe besteht derzeit wesentlich aus Plagioklas und uralitischer Hornblende. Ausserdem nicht selten Chlorit. Epidotkörner und Calcitlappen im ganzen Gestein. Epidotkörner sind namentlich auch

¹⁾ Man vergl. K. A. Lossen, Stud. an metamorph. Eruptiv- u. Sedimentgest. u. s. w. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt für 1883, pag. 635 u. 636.

²⁾ K. A. Lossen, Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen u. s. w. Blatt Harzgerode, Pausfelde, Wippra. 1882 u. 1883. — Derselbe, Studien an metamorph. Eruptiv- u. Sedimentgest. u. s. w. I. u. II. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt für 1883 u. 1884. — A. Michel-Lévy, Sur les roches éruptives basiques cambriennes du Mâconnais et du Beaujolais. Bull. Soc. géol. Fr. (3), XI, 281, 1883. — K. Th. Liebe, Uebers. über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abhandl. z. geol. Specialkarte v. Preussen u. s. w. 1884, V. Bd., Heft 4, pag. 83. — H. Rosenbusch, Mikroskop. Physiogr. d. massigen Gesteine. II. Aufl., 1886, pag. 56 u. 57, ferner pag. 222 u. f. — Derselbe, Mikroskop. Physiogr. d. petrogr. wichtigen Mineralien. II. Aufl., 1885, pag. 473. — J. Roth, Allgem. u. chem. Geologie. III, 1890, pag. 92 u. 93. — W. Bergt, Beiträge zur Petrographie d. Sierra Nevada de Santa Marta etc. Tschermak's Min. und petrogr. Mitth. X. Bd., pag. 335 u. f. — E. Beck, Amphibolitisirung von Diabasgesteinen im Contactbereiche von Graniten. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1891, LXIII. Bd., pag. 257. Letztere Mittheilung kam mir erst während des Druckes vorliegender Arbeit zu, konnte daher im Texte leider nicht weiter berücksichtigt werden.

zwischen den einzelnen Fasern der uralitischen Hornblendeaggregate angesiedelt. Apatitsäulchen und Titaneisen allverbreitet.

Der Plagioklas tritt auf in Form breiter Tafeln und breitleistenförmig. Im letzteren Falle ordnen sich die Leisten divergentstrahlig. Der Feldspath ist häufig sehr trübe. Die Krystalle sind mehrfach zerbrochen, die Trümmer durch Calcit wieder zusammengeleimt. Calcit ist auch sonst innerhalb der unzerbrochenen Feldspathe reichlich vorhanden. Soweit der Plagioklas primäre Begrenzung noch besitzt, ist er zumeist automorph. Der Plagioklas gehört einem natronreichen Kalknatronfeldspath an; Messungen der Auslöschungsschiefe ergaben bei Spaltblättchen auf der Fläche *M* durchschnittlich Werthe von $+ 12^\circ$, auf der Fläche *P* $+ 2^\circ$ bis $+ 3^\circ$. Die Dichte wurde zu 2.62 bis 2.65 bestimmt. Diese Werthe verweisen auf die Reihe des Oligoklas. Ausserdem wurden im Dünnschliff nicht selten an Zwillingen mit symmetrischer Auslöschungsschiefe zu beiden Seiten der Zwillingsnaht Winkelpaare von 14° ermittelt. Im Vereine mit der Dichte von 2.62 würden die letzteren Winkel auf einen fast kalkfreien, dem Albit sehr nahe stehenden Plagioklas schliessen lassen. Dieser letztere Plagioklas tritt im Gestein des Ganges II nicht in Form einer feinkörnigen Mosaik, sondern in Gestalt von kurzen verzwillingten Leisten und grösseren zum Theile nicht verzwillingten Körnern auf. Diese sind wohl als secundäre Neubildungen aufzufassen, aus kalkreicherem Plagioklas durch dessen Zerfall hervorgegangen, wie das auch schon andererseits beobachtet worden ist.¹⁾

Neben Plagioklas spielt die Hornblende unter den mineralischen Gemengtheilen die wichtigste Rolle. Dieselbe ist, wie bereits angeführt wurde, secundär aus dem ursprünglich vorhandenen Augit hervorgegangen. Sie stellt Faseraggregate dar, welche die Augitformen ausfüllen; deshalb muss sie als uralitische „schilfige Hornblende“ bezeichnet werden. „Compacte Hornblende“ ist nicht vorhanden. Ihre Farben sind grün, der Pleochroismus sehr deutlich: a und b gelblichgrün, c blaugrün. Braune Hornblende fehlt. Die Faserbündel der Hornblende zerfasern sich häufig am Ende. Inmitten der Faseraggregate treten kleine Blättchen braunen Glimmers vereinzelt oder zu mehreren gruppirt auf. Es lässt sich nicht entscheiden, ob dieser Glimmer aus dem primären Augit oder aus der secundären Hornblende hervorgegangen ist. Beides wurde bekanntlich vielfach beobachtet.²⁾

Von primären Gemengtheilen sind Apatit und Titaneisen hervorzuheben. Ersterer ist in Form von Säulchen besonders im Plagioklas häufig. Letzteres erscheint oft in durchlöchernten oder in lappig zerfetzten Formen, welche von Leucoxenrändern umgeben sind.

Recht verbreitet treten chloritische Substanzen zwischen den übrigen Gemengtheilen, aber auch im Innern derselben, namentlich im Innern der Plagioklaskrystalle auf. Hier mussten die zur Bildung der Chlorit-schüppchen nothwendigen Silicate einwandern. In Bezug auf die eben-

¹⁾ H. Rosenbusch, Mikroskop. Phys. d. mass. Gesteine. 2. Aufl., 1886, pag. 223 u. 224. — K. Th. Liebe, Uebers. über d. Schichtenaufbau Ostthüringens. Abhandl. z. geol. Specialkarte von Preussen u. s. w. Bd. V, Heft 4, pag. 83, 1884.

²⁾ Vergl. B. Doss, Die Lamprophyre und Melaph. d. Plausen'schen Grundes. Tschermak's Miner. u. petrogr. Mittheil. N. Folge, Bd. XI, pag. 42, 1889. Dasselbst auch weitere Literaturangaben.

falls secundären Minerale Epidot und Calcit wurden keine speciell hervorzuhebenden Beobachtungen gemacht.

Die Structur des Diabas aus dem Gange II hat sich trotz der mannigfachen Veränderungen, denen das Gestein ausgesetzt war, als deutliche divergentstrahlig-körnige Diabasstructur erhalten. Das giebt sich durch die Anordnung der breitleistenförmigen Feldspathe kund und durch die Begrenzung derselben gegenüber den xenomorphen, derzeit uralitisirten Augiten. Daneben machen sich die Anfänge einer Kataklasstructur durch die Zertrümmerung der Feldspathe bemerkbar.

Von dieser Art der Gesteinsausbildung weicht der Diabas im Gange III wesentlich ab. Zunächst zeigt sich im südlichen Theile dieses Ganges eine deutliche Flaserung; ferner tritt neben der uralitischen Hornblende noch eine zweite Form dieses Minerals, eine actinolithische Hornblende, auf. Letztere besitzt gelblichgrüne bis blassgrüne Färbung, ihr Pleochroismus ist minder kräftig als bei der uralitischen Hornblende. Sie tritt in Form feiner Fasern auf, die sich namentlich um die Faserbündel der uralitischen Hornblende so gruppieren, dass diese von den Actinolithfasern S-förmig umschlungen werden. Die Enden der Fasern biegen alle in dieselbe Richtung ein, und dadurch ist die Flaserung des Gesteins hervorgerufen. Verstärkt wird diese Structur noch durch das Einlenken der Faserenden der schilfigen Hornblendebüschel in die allgemeine Richtung der Flaserung; auch die Titaneisenkörner ordnen sich reihenweise in der gleichen Richtung. Die Flaserstructur tritt bereits makroskopisch hervor.

Die Plagioklase sind arg zertrümmert, die einzelnen Trümmer verschoben und ganz erfüllt von Chloritschüppchen, farblosen Hornblendenadeln, Calcit- und Epidotkörnchen. Nur an wenigen Stellen ist Zwillingstreifung noch wahrzunehmen.

Da die actinolithische Hornblende sich in unseren Diabasgängen nur dort zeigt, wo bedeutendere dynamische Vorgänge sich vollzogen, so ist dieselbe auch hier nur als das Ergebniss chemischer Processe anzusehen, welche unter dem Einflusse von dynamischen Vorgängen stattfanden.¹⁾

Der flaserige Diabas geht im nördlichen Theile des Ganges III allmählig in Diabasschiefer über. Die Felsarten dieser schieferigen Facies erscheinen schon dem unbewaffneten Auge als unvollkommen schieferige Gesteine von unruhiger, graugrüner Färbung. Auf dem Hauptbruche entwickelt sich ein matter Glanz, der Querbruch ist matt. Kluftflächen weisen reichliche Krusten von kohlsaurem Kalk auf.

Diese Schiefer bestehen vorzugsweise aus blassgrünen bis farblosen Actinolithnadeln, die sich zu Bündeln vereinigen, aus einem Chloritmineral, aus spärlichen trüben Plagioklaskörnern und -Leisten. Hiezu treten noch sehr häufig Calcitkörner, Körnchen von Epidot, von Titaneisen, sehr spärlich Quarz, hingegen viele zerstückelte und auseinandergedrückte Apatitsäulchen. Die uralitische Hornblende, welche noch im flaserigen Diabas die Augitformen erfüllte, ist fast gänzlich verschwunden. An ihre Stelle sind Actinolithnadeln getreten. Die Schieferung

¹⁾ Vergl. H. Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie d. massig. Gesteine. 2. Aufl., pag. 222 u. f.

wird vorzugsweise durch die gleichgerichtete Anordnung der Hornblendenadeln hervorgerufen, dann dadurch, dass sich auch die übrigen Gemengtheile cylindrischer und körniger Form, Feldspathe und Erzkörner, in die Schieferungsrichtung einreihen.

Bei Bestimmung der Auslöschungsschiefe in solchen verzwilligten Plagioklaskrystallen, welche zu beiden Seiten der Zwillingsnaht symmetrische Werthe zeigten, erhielt man häufig Winkel von 13° . Es ist demnach vorzugsweise Albit vorhanden. Da derselbe als Neubildung angesehen werden muss, Actinolith, Chlorit, Calcit und Epidot gleichfalls secundären Ursprungs sind, so würden diese Diabasschiefer Gesteine darstellen, deren Material wohl auf plutonischem Wege geliefert wurde, deren mineralische Gemengtheile jedoch alle bis auf wenige Reste von Feldspathen und Erzen lange nach der ursprünglichen Verfestigung des Gesteines neu gebildet wurden. Die Schiefer stellen jetzt nach ihren wichtigsten Bestandtheilen Actinolith-Chlorit-Albitschiefer dar. Diese Schiefer sind mit dem flaserigen Diabas durch Uebergänge verbunden. Deshalb ist kein Zweifel zulässig, dass diese Diabasschiefer durch metamorphe Prozesse aus ursprünglichem Diabas hervorgegangen sind.

Näher der Nordgrenze des Ganges III wird das Gestein grobschieferig. Auf dem Hauptbruche treten kleine, dunkle Knötchen und langgestreckte Chloritflatschen hervor. Auch Pyritkrystalle sind zahlreich eingestreut. Bei der mikroskopischen Untersuchung ergibt sich, dass sowohl uralitische wie actinolithische Hornblende verschwunden sind. Chlorit, Calcit und Quarzkörner sind an Stelle der Hornblende getreten. Dabei ist die ursprüngliche Structur vollständig verwischt. Dermalen liegen Plagioklaskrystalle und Quarzkörner regellos in einer Art Grundmasse, welche aus Chloritblättchen, Calcit und aus einer feinkörnigen Feldspathquarzmosaik besteht. Krystalle von Pyrit und kleinere Erzkörnchen, letztere zu Häufchen gruppiert, sind im ganzen Gestein vertheilt. Die makroskopisch hervortretenden Knötchen bestehen aus Anhäufungen von Erzkörnchen und Chlorit. Dieser Schiefer wäre auf Grund seines mineralischen Bestandes Plagioklaschloritschiefer zu nennen.

Aus denselben mineralischen Componenten baut sich auch der Diabas des Ganges I auf. Auch hier liegen Plagioklase in Form von Leisten, Körnern oder grösseren Krystallen in einer Grundmasse von wirr gestellten Chloritblättchen und Calcitkörnern eingebettet. Auch in diesem Gestein ist die aus Augit hervorgegangene Hornblende vollständig verschwunden. An manchen Stellen des Dünnschliffes ist jedoch die ursprüngliche divergent-strahlige Diabasstructur in der Anordnung der automorphen Feldspathleisten gut erkennbar. Erzkörnchen, Pyrit und Titaneisen, letzteres zum Theil gebräunt oder in Leukoxen umgewandelt, sind recht häufig. Den Titaneisenkörnern sind Anatskryställchen eingebettet.

Dem unbewaffneten Auge erscheint dieser Diabas als ein graugrünes, feinkörniges bis dichtes Gestein mit unvollkommen flaserigschieferiger Textur. Auf dem Hauptbruche ist matter chloritischer Glanz bemerkbar. Calcitadern durchsetzen das Gestein. Vom ganzen, etwa 40 Meter mächtigen Diabasgange I ist nur eine kleine Zone in dieser

flaserig-schieferigen Ausbildung aufgeschlossen, der grösste Theil des Ganges ist in ein ausgezeichnet dünn-schieferiges Gestein von grau-grüner Färbung umgewandelt, auf dessen Schieferungsflächen bis zoll-lange Chloritflatschen hervortreten. Namentlich im angewitterten Zustande des Gesteins sind die dunkelgrünen Chloritblätter sehr auffällig. Bei mikroskopischer Untersuchung erweist sich dieser Diabasschiefer, wie die flaserig-schieferige Ausbildung desselben Ganges als ein Plagioklas-chloritschiefer. Auch hier sind Plagioklase von recht guter automorpher Begrenzung eingebettet in eine Art Grundmasse von Chloritblättchen. Ein Theil der Feldspathe ist wohl secundär entstanden. Denn der Feldspath weist oft nur geringe Auslöschungsschiefen auf, die Winkel von 2°, 4°, 6°, 8° und 11° wurden häufig abgelesen. Man hat hier offenbar neu gebildeten Albit vor sich.

In manchen Lagen dieser Schiefer treten auf dem Hauptbruch Knoten hervor, theils vereinzelt, theils dicht gedrängt, von Hirsekorn-grösse bis erbsengross. Dieselben werden hervorgerufen durch concre-tionäre Ausscheidung von Chalcedon. Die Knoten sind radialsferig gebaut, löschen nicht einheitlich aus, sondern zeigen bei gekreuzten Nicols das bekannte sphärolithische Interferenzkreuz.

Sehr häufig treten Eisenerze, Pyrit und Titaneisen, ferner Calcit und Epidot in diesen Diabasschiefern auf. Der Epidot bildet Körner oder auch wohl ausgebildete säulenförmige Krystalle, die sich gern zu kleinen Krystallgruppen aggregiren.

Schiefer, welche sich aus der Mineralcombination Plagioklas (Albit), Chlorit, Calcit, Epidot, Titaneisen und Pyrit aufbauen, wären nicht ohne Weiteres für Abkömmlinge von Diabas zu erkennen. Da aber diese Schiefer im Gange I schon durch Uebergänge in Verbindung stehen mit flaserig-schieferigen Gesteinen, welche eine deutliche Diabas-structur aufweisen, da ferner im Gange III der Uebergang von ähnlich zusammengesetzten Schiefern in Diabas mit uralitisirtem Augit sehr schön verfolgbar ist, so steht wohl fest, dass diese Schiefer alle durch contact- und dynamo-metamorphe Vorgänge aus ursprünglichen Diabas hervorgegangen sind und derzeit eine metamorphe Diabafacies darstellen. Die Diabasschiefer unseres Gebietes erinnern zum Theil an G ü m b e l's Chloropitschiefer ¹⁾, zum anderen Theil an dessen Schalsteinschiefer. ²⁾ Ferner sind ähnliche metamorphe Diabafacies beschrieben worden von K. A. Lossen aus der regionalmetamorphen Zone von Wippra im Südharz ³⁾, aus dem oberen Ruhrthale von Ad. Schenck ⁴⁾, aus dem Taunus von Lossen ⁵⁾ und neuerdings von L. Milch ⁶⁾,

¹⁾ C. W. G ü m b e l, Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges u. s. w. Gotha 1879, pag. 232 u. f.

²⁾ Ibidem, pag. 228 u. f.

³⁾ K. A. Lossen, Erläut. zur geol. Specialkarte von Preussen u. s. w. Blatt Wippra. Berlin 1883.

⁴⁾ Ad. Schenck, Die Diabase des oberen Ruhrthales u. s. w. Verhandl. d. naturh. Ver. d. preuss. Rheinlande und Westphalens. 1884.

⁵⁾ K. A. Lossen, Kritische Bemerkungen zur neueren Taunus-Literatur. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1877, Bd. XXIX, 341-363. — Derselbe, Studien an metamorphen Eruptiv- und Sedimentgest. u. s. w. I. u. II. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt für 1883 und für 1884.

⁶⁾ L. Milch, Die Diabasschiefer des Taunus. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1890, Bd. XLI, pag. 394 u. f.

endlich von Lehmann aus dem sächsischen Schiefergebirge.¹⁾ Die sehr eingehende Untersuchung der Diabasschiefer aus dem Taunus von L. Milch liefert namentlich in denjenigen Umwandlungsproducten, welche aus „körnigem Diabas“ hervorgingen, treffliche Vergleichsobjecte mit unseren Diabasgesteinen. Eine völlige, oder auch nur annähernde Uebereinstimmung in der Art der Umwandlung und den Producten derselben ist jedoch nun so weniger zu erwarten, als sich bei unseren Diabasgesteinen contact- und dynamometamorphe Einflüsse geltend gemacht haben. Augitreste sind hier nirgends erhalten, und Sericit fehlt unseren Diabasgesteinen vollständig.

Gemeinsam ist dem Schiefergebiet des Taunus und der kleinen Schieferinsel des Elbthales die Erscheinung, dass die Umwandlungen der Diabase auf ganz kleinem Raume quantitativ und qualitativ verschieden sein können. Flaserdiabas, Actinolith-Plagioklaschlorschiefer und Plagioklaschlorschiefer treten im Elbthale kaum 1·5 Meter von einander entfernt auf. Aehnliches berichtet L. Milch aus dem Taunus.²⁾ Weil sich ferner die Umwandlungen aus undeutlich flaserigen in schieferige Gesteine in Gang I und Gang III trotz verschiedener Entfernung vom Granitstock in gleicher Weise wiederholen, so ist die Ausbildung der schieferigen Diabasfacies auch in unserem Gebiete nicht als Contactmetamorphose, sondern als Dynamometamorphose anzusehen.

In Verbindung mit dem Diabasgang III treten noch zwei Schiefergesteine auf, deren Zusammenhang mit Diabas nicht durch Uebergänge direct nachweisbar ist. Das eine ist ein dunkelgraugrüner Schiefer mit chloritischem Glanze auf dem Hauptbruche. Schon das unbewaffnete Auge erkennt viele Pyritkrystalle, die reichlich dem Gesteine eingestreut sind. Das Mikroskop lässt eine ausgesprochen körnig-streifige Structur erkennen. Streifen von Chloritblättchen wechseln ab mit Streifen, die aus einer farblosen Mosaik von Quarz- und Feldspathkörnern, denen sich sehr reichlich Calcit zugesellt, gebildet sind. Erzkörnchen sind sehr häufig vorhanden und verstärken durch reihenweise Anordnung die Streifenstructur. Kleine Epidotkörner sind namentlich den Chloritblättchen eingestreut.

Der zweite Schiefer ist grau von Farbe. Auf dem nur schwach glänzenden Hauptbruche treten dunklere glänzende Flatschen und kleine, schwarze Körner hervor. Das Gestein besteht fast ganz aus Chloritblättchen und Calcitschuppen. Erze (Pyrit) sind häufig und gleichmässig durch das ganze Gestein verbreitet. Auffallend ist der Reichthum an kleinen, sehr vollkommen ausgebildeten Octaederchen von Magnetit.³⁾ Feldspath und Quarz finden sich als feine Körner zwischen den Chloritblättchen, sie betheiligen sich nur in untergeordneter Quantität am Gesteinsaufbau. Die oben erwähnten Flatschen werden durch Anhäufungen von Chloritschuppen gebildet; die dem blossen Auge schwarz

¹⁾ J. Lehmann, Unters. über d. Entstehung der altkryst. Schiefergesteine u. s. w. Bonn 1884.

²⁾ l. c., besonders aus dem Gebiet von Raenthal (Blatt Eltville), pag. 397 u. f., sowie pag. 403.

³⁾ Magnetitkryställchen werden auch für die Taunusdiabasschiefer als charakteristisch angeführt.

erscheinenden Körnchen hingegen stellen radialfaserige, concretionäre Gebilde dar, aus einer farblosen oder schwach braun gefärbten doppeltbrechenden Substanz bestehend, die analog den früher beschriebenen grösseren Concretionen aus den Diabasschiefern von Gang I wohl auch als Chalcedon angesprochen werden kann.

Die beiden zuletzt beschriebenen chloritreichen Schiefer finden sich an der Nordgrenze des Diabasganges III; sie stellen möglicherweise durch Dynamometamorphose aus Diabastuff hervorgegangene Gesteine dar.

3. Krystallinischer Kalk.

Der sehr schlecht angeschlossenene Diabasgang IV am rechten Ufer erweckt besonderes Interesse. Er ist allerdings nur durch grüne Schiefer mit grossen Chloritflatschen auf dem Hauptbruche vertreten. Solche Schiefer stehen unmittelbar bei dem Hause C.-Nr. 6 in Laube nördlich von Tetschen an, auch finden sich Lesesteine in der näheren Umgebung genannten Hauses. Die dünnschieferigen Gesteine sind sehr ähnlich den Diabasschiefern, welche beim Gange I des linken Ufers auftreten. Besonders hervorgehoben muss jedoch werden, dass sich in Verbindung mit diesen Schiefen Kalkschiefer und körniger Kalk finden. Das Auftreten kalkiger Gesteine konnte nur durch Lesesteine in der nördlichen Umgebung des oben bezeichneten Hauses constatirt werden, so dass leider über die Form des Vorkommens und über die Verbindungsart mit den grünen Schiefen nichts Näheres festzustellen war. Es ist aber immerhin von Wichtigkeit, dass in Verbindung mit den Diabasschiefern des Elbthales in analoger Weise kalkige Gesteine auftreten, wie in der Fortsetzung des Elbthalschiefergebietes in Sachsen.¹⁾

Der Kalk tritt entweder in grobkörnigen Blöcken auf oder in dickschieferigen Lagen. Seine Färbung ist weiss, röthlichgrau oder dunkelgrau. Die Blöcke sind fast reiner Calcit, dem ganz untergeordnet Quarz, Pyrit und kohlige Substanz beigemischt sind. Die Calcitkörner zeigen fast alle Zwillingsstreifung. Dieser Kalk enthält an Carbonaten 75 Procent.

4. Quarzige und granitoide Ausscheidungen in der Umgebung der Diabasgänge.

In den Thonschiefern, welche die Diabasgänge umgeben, treten grössere Linsen und kleinere Knauer von Quarz recht häufig auf. Die grösseren Quarzlinsen erreichen die Mächtigkeit von 1 Meter, die Mehrzahl der Quarzausscheidungen besitzt jedoch geringere Dimensionen, sie können selbst zu mikroskopisch kleinen Quarzäderchen werden. Während die Quarzlinsen mit ihrer Längenerstreckung dem Schiefer in dessen Streichrichtung sich einschalten, stehen die kleinen Quarzäderchen senkrecht auf der Schichtungsebene. Letztere schliessen häufig Chloritblättchen ein, die sich in helminthisch gekrümmten Gruppen an-

¹⁾ Man vergl. H. Mietzsch, l. c., sowie R. Beck, Erläut. z. geol. Specialkarte d. Königr. Sachsen. Section Berggiesshübel, pag. 19 u. f.

ordnen. Die grösseren Quarzausscheidungen hingegen umschliessen Fetzen von Thonschiefer. Die Schieferfetzen winden sich um die Quarzknauer derart herum, als wären Quarz und Schieferfragmente durcheinandergeknetet. Der Quarz ist grobkrySTALLINISCH und weiss von Farbe.

In ähnlicher Weise wie Quarz finden sich granitoide Ausscheidungen; nur besitzen letztere stets geringere Dimensionen. Ihre Mächtigkeit geht nicht über einige Centimeter, so dass sie stellenweise das Aussehen sehr schmaler Gänge gewinnen. Da sich dieselben aber nicht auf längere Strecken verfolgen lassen, sondern sich immer wieder auskeilen, können sie nicht als Gänge angesehen werden. An manchen Orten gewahrt man in ihnen Hohlräume, in welche ganz kleine Feldspathkryställchen mit freien Krystallflächen hineinragen. Dieselben besitzen eine Dichte von 2.62—2.63. Spaltblättchen zeigen Auslöschungsschiefen von $+16^\circ$ bis $+18^\circ$ auf der Fläche *M*, von $+3$ bis $+4^\circ$ auf *P*. Deshalb müssen sie für Albit angesehen werden, trotzdem diese Bestimmung nicht durch eine chemische Untersuchung gestützt wurde.

Die recht grobkörnigen granitoiden Ausscheidungen lassen schon das unbewaffnete Auge eine Zusammensetzung aus Quarz und einem roth gefärbten Feldspath erkennen. Klufflächen sind mit grünen Malachitanflügen überzogen. Eine nähere Untersuchung des Feldspathes liess in ihm einen dem Anorthit nahestehenden Plagioklas (wahrscheinlich Bytownit) erkennen: Spaltblättchen besitzen auf *M* eine Auslöschungsschiefe von -35° , auf *P* -32° ; die Dichtenbestimmung des stark zersetzten Feldspathes ergab 2.64. Ausser Quarz und Bytownit betheiligen sich auf Grund der Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung noch ein Chloritmineral, Turmalin, sehr viele Erzkörnchen (Schwefelmetalle) und untergeordnet Sericithäute am Aufbau dieser interessanten Ausscheidungen. Das Chloritmineral zeigt deutlichen Pleochroismus: grün und fast wasserhell; bei gekreuzten Nicols treten dunkelblaue Interferenzfarben auf. Turmalin bildet Prismen, die an einem Ende blau, am anderen bräunlichgelb gefärbt sind. Die Erzkörner dürften aus einer Schwefelverbindung des Kupfers bestehen. Eine qualitative Untersuchung ergab reichlichen Kupfergehalt in diesen granitoiden Ausscheidungen.

Wo Thonschiefer und granitoide Ausscheidungen sich berühren, stellt sich entlang der Thonschieferränder, aber innerhalb des Schiefers, eine Anreicherung der dunklen Erztheilchen ein. Es kommt auch vor, dass Thonschieferfetzen in die granitoiden Ausscheidungen hineinragen, sich allmählig schwanzförmig verschmälern und endlich mit Zurücklassung eines dicht gedrängten Schwarmes von Erzkörnchen ganz verschwinden, als wären dieselben eingeschmolzen. Da aber Turmalin und Schwefelmetalle so häufig vorkommen, scheinen andere Vorgänge, als ein blosses Einschmelzen des Thonschiefers, stattgefunden zu haben. Wahrscheinlich haben heisse Dämpfe den Thonschiefer bis auf die schwer löslichen Erze zerstört, aus den hiedurch entstandenen Lösungen schieden sich zuletzt die genannten Minerale aus. Man kann hiebei an pneumatolytische Prozesse im Sinne von W. C. Brögger¹⁾ denken.

¹⁾ W. C. Brögger, Pegmatitische Gänge s. w. Zeitschr. f. Krystallographie u. s. w. XVI. Band. 1890.

Quarzlinsen und die letztbeschriebenen Ausscheidungen halten in ihrem Auftreten die gleiche Richtung des Streichens ein wie der Thonschiefer und die Diabasgänge. Man wird auch deshalb ihre Entstehung ungezwungen mit dem Ausbruch der Diabase in Verbindung bringen können.

III. Der Granitit.

Der Thonschiefer des Elbthales setzt nördlich von Rasseln am rechten, und nördlich vom Tschirtenbache am linken Ufer scharf an einem Granititstock ab, welcher durch die Erosion der Elbe auf eine Entfernung von etwa $1\frac{1}{2}$ Kilometer blossgelegt worden ist. Die wahre Form dieses Granititvorkommens kann nicht ermittelt werden, da von seinen Grenzen nur die gegen den Thonschiefer auf sehr kurze Strecke im Elbthale zugänglich ist, während er sonst rings von Quadersandstein überdeckt wird. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, dass der Granitit von dieser Stelle des Elbthales unter der Quaderbedeckung im Zusammenhang steht mit den nördlich und östlich unter dem Quader auftauchenden Granititen der Lausitz und des Elbthalgebirges in Sachsen. Die petrographische Uebereinstimmung der Granitite von den genannten Localitäten ist eine so allgemeine, dass diese Anschauung gerechtfertigt erscheint. Hierauf wurde schon von G. Laube¹⁾ hingewiesen. Bereits auf pag. 243 [9] ist erwähnt worden, dass der Granititstock auf dem rechten Ufer eine grössere Ausdehnung nach Süden zu haben scheint, als am linken Ufer. Desgleichen erhebt sich derselbe am rechten Ufer zu bedeutenderen Höhen, bis nahe 220 Meter Meereshöhe, während er auf dem linken blos zu 190 Meter emporsteigt. Die Oberfläche des Granititstockes senkt sich allmählig von Süden nach Norden, das Südende befindet sich bei 220 Meter, sein Nordende nördlich des Studenbaches taucht unter den Elbspiegel bei 120 Meter. Auf eine Strecke von 1800 Meter Länge senkt er sich um 90 Meter. Die Gesamtausdehnung am linken Ufer beträgt 1600 Meter, am rechten hingegen 1800 Meter; dazu kommen noch vier südliche Apophysen von je 20 Meter bis 55 Meter Mächtigkeit.

Die Granititapophysen besitzen im Allgemeinen dieselbe Richtung des Streichens wie der Thonschiefer: Ostwest.

Der Granititstock ist von früheren Beobachtern in übereinstimmender Weise geschildert worden. B. Cotta beschreibt ihn in „Erläuterungen zu der geognost. Karte des Königreichs Sachsen“ u. s. w., 4. Heft, Sect. VII^{a)} als „sehr normal aus Quarz, Glimmer und Feldspath zusammengesetzt“. Dem scharfen Auge dieses Beobachters entgingen nicht die gneissartigen Formen, welche hier auftreten: „am linken Thalgehänge geht der Granit gegen Tschirte allmählig in Gneiss über“. J. Jókely, welcher diesen Theil des Elbthales im Jahre 1857 als Geolog d. k. k. geol. Reichsanstalt kartirte, schied auf seiner Karte^{b)}

¹⁾ G. Laube, Geologie des böhmischen Erzgebirges. Prag 1887, II. Theil, pag. 5 u. 6.

^{a)} Dresden und Leipzig 1845, pag. 9.

^{b)} Geognost. Karte d. Umgeb. v. Teplitz u. Tetschen. Maassstab 1 : 144.000. Wien, k. k. geol. Reichsanstalt.

sogar mehrere Gneisspartien aus dem Granite aus. Eine ausführliche Beschreibung des Granitits wurde von ihm in seinen Aufnahmsberichten ebensowenig wie von der ganzen Schieferinsel gegeben. Joh. Krejčí erwähnt im I. Bande des „Archiv d. naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen“, Prag 1864, auch im Allgemeinen des Granitstockes im Elbthale.¹⁾ Ausführlicher behandelt G. Laube unseren Granitit in seinem bereits angeführten Werke²⁾: „Das Gestein besteht aus einem ziemlich gleichmässigen Gemenge von fleischrothem Orthoklas, ebenso gefärbtem Plagioklas, rauchgrauem Quarz und Biotit.“ . . . „Es weicht in seinem Aussehen wesentlich ab von allen im böhmischen Erzgebirge vorkommenden Gebirgsgraniten, wozu neben dem rothen Feldspath der Mangel an Kaliglimmer vornehmlich beiträgt. Er stimmt vielmehr mit den Graniten, welche bei Meissen und auf dem rechten Elbeufer bei Dresden angetroffen werden, zu welchen er wohl auch gehört.“ . . . „Als eine besonders eigenthümliche Ausbildung muss die vollständig gneissartige Form, welche das Gestein zwischen Tschirte und dem Adalbertusfels zeigt, bemerkt werden. Hier erscheint der Glimmer derartig vertheilt, dass man einen glimmerarmen Gneiss vor sich zu haben glaubt. Nur im Zusammenhange mit dem folgenden typischen Granite vermag man die Zugehörigkeit dieser Abweichung in der Structur zu erkennen“; . . . „zwischen beiden Formen des Gesteins schalten sich Uebergänge ein.“

Mineralische Zusammensetzung des Granitits. Am Aufbau des Granitits betheiligen sich wesentlich Quarz, viel Plagioklas, weniger Orthoklas und Magnesiaglimmer. Im normalen Zustande des Gesteins ist nur brauner Magnesiaglimmer vorhanden, ein anderer Glimmer fehlt. Wo aber der Granitit grösserem Druck ausgesetzt war, erscheint regelmässig secundär gebildeter Kaliglimmer. Von accessorischen Mineralen wären zu nennen: reichlich auftretender Eisenglanz, vereinzelt Titaneisen, Apatit in feinen Nadeln und grösseren Krystallen mit abgerundeten Kanten, hie und da Zirkon, an manchen Orten Granat, auch Turmalin. Secundär treten ausser dem genannten Kaliglimmer noch Quarz, Calcit und Dolomit auf. Die beiden letzteren finden sich in Form von Körnchen oder feinen Trümmern, welche kleinste Spalten ausfüllen, die überall dort häufig vorhanden sind, wo das Gestein grösserem Gebirgsdruck ausgesetzt war. Das Material für diese Carbonate stammt aus zersetztem Plagioklas und aus dem Magnesiaglimmer. Stellenweise braust das Gestein auf bei Behandlung mit Salzsäure.

Auch der secundäre Quarz heilt gern kleine Spaltrisse aus und stellt dadurch den durch mechanische Vorgänge gestörten Zusammenhang wieder her. Derjenige Quarz, welcher als primärer Gesteinsgemengtheil auftritt, erscheint in grösseren, einheitlich aufgebauten Körnern, häufig aber als ein Haufwerk von Körnchen in verschiedener optischer Orientirung. Oft ist der Quarz getrübt durch Flüssigkeitseinschlüsse, diese zum Theil mit Libelle, durch Glimmerblättchen und durch Eisenglanzflitterchen. Vom Quarz eingeschlossene Apatitsäulchen erscheinen regelmässig zerstückelt, die einzelnen Prismenscheibchen gegeneinander verschoben.

¹⁾ pag. 13.

²⁾ l. c. pag. 249, 5, 6.

Unter den Feldspathen tritt der Orthoklas an Menge zurück gegenüber dem Plagioklas. Letzterer ist auf Grund seiner optischen Eigenschaften und seiner Dichte, die mit 2.65 bestimmt wurde, ein kalkreicher Oligoklas. Beide Feldspathe sind im ganz frischen Zustande von grauer oder weisser Färbung, so dass ein Granitit mit solchen Feldspathen eine im Ganzen graue Farbe besitzt. Wo aber das Gestein angewittert ist oder dynamischen Wirkungen ausgesetzt war, erscheinen die Feldspathe röthlichgrau bis roth gefärbt, und in Folge dessen gewinnt auch das ganze Gestein eine röthlichgraue Färbung. Das ist besonders am Süd- und Nordende des Granititstockes der Fall, während in der Mitte desselben der Granitit eine frischere graue Färbung aufweist. Die secundäre rothe Färbung der Feldspathe scheint von minimalen Mengen einer Eisenoxydverbindung herzurühren, deren Bildung aus primär vorhandener Eisenoxyduls substanz durch die dynamischen Vorgänge gefördert wurde. Die bekannte mikropertithische Verwachsung verschiedener Feldspathe ist recht häufig. Mehrfach führen die Feldspathe secundäre Quarzkörnchen und blätterige Zersetzungsproducte. Die Zwillingslamellen des Oligoklas sind häufig geknickt und verbogen; auch der Orthoklas weist Sprünge auf, die durch secundären Quarz wieder verleimt sind.

Der Biotit tritt im Granit ausser in wohlausgebildeten Krystallen auch in langgezogenen Fetzen auf von brauner, seltener grüner Farbe. Einschlüsse sind nicht allzuhäufig; hervorzuheben wären solche von Rutilnadeln, welche dem Glimmer in drei, unter Winkeln von 60° sich schneidenden Systemen eingebettet sind.¹⁾ In Schnitten parallel zur Basis der Glimmerblättchen kommt diese Erscheinung besonders schön zur Geltung. Auch Apatit tritt als Einschluss im Biotit auf. Kaliglimmer findet sich in der Form von Sericit regelmässig in der später zu beschreibenden Gneissfacies des Granitits. Die feinschuppigen Sericitaggregate bilden allda grobe Fasern, welche Quarzfeldspathmosaik so umgeben, als wäre dieselbe von Sericit umflossen.

Structur. Das Gestein im Granititstock besass ursprünglich durchgehends eine gleichmässig körnige Structur, die sich auch bis auf die später anzuführenden Fälle erhalten hat. Die Korngrösse ist eine mittlere zu nennen. Nur an einem Orte, etwa 300 Meter nördlich von der Südgrenze des Stockes am rechten Ufer, wird die Structur etwas porphyrtig, indem aus einem kleinkörnigeren Gemenge der constituirenden Minerale grössere Feldspath- und Biotitkrystalle hervortreten. Eine abweichende Ausbildung an der Grenze des Granitits gegen den Thonschiefer ist bis auf die Ausscheidung grösserer und wohl umgrenzter Feldspathkrystalle im Granitit entlang des Contactes kaum wahrzunehmen. Es scheint demnach der Contact mit dem Thonschiefer auf den Granitit keinen wesentlich structurändernden Einfluss genommen zu haben. Ebensowenig ist zu beachten, dass im Granitit am Schiefercontact irgendwie Glas vorhanden wäre, auch nicht in den Granititquarzen. Unser Gestein verhält sich in dieser Beziehung wie die Granitite von Barrandlau und Hochwald in Berührung mit dem Steiger

¹⁾ Vergl. H. Rosenbusch, Mikrosk. Phys. d. Mineral. 2. Aufl., 1885, pag. 483 und 484.

Schiefer.¹⁾ Der Granitit der schon erwähnten Apophysen weicht in seiner Structur nicht merklich ab von der Structur des Stockes.

Gneissfacies des Granitits.²⁾

An mehreren Stellen im Granititstock hat das Gestein durch grösseren Gebirgsdruck eine Kataklasstructur erhalten mit Entwicklung einer ausgesprochenen Flaserung. Das Auftreten solch gneissartiger Gesteinsausbildung hat J. J o k é l y veranlasst, auf seiner oben angeführten Karte geradezu Gneiss auf beiden Ufern der Elbe, rechtsseitig sogar an zwei verschiedenen Stellen, zu verzeichnen. G. L a u b e stellt indess schon richtig, dass dieses flaserige Gestein nur eine Gneissfacies des Granitits darstellt.³⁾

Folgende Punkte des Granititstockes zeigen die Gneissfacies recht deutlich ausgeprägt: Zunächst am Nordrande des Stockes, am Studenbach rechts der Elbe, beim Eisenbahndurchlass nördlich des Adalbertusfelsens (des „Kutschken“) links der Elbe; ferner am Süden des Stockes, nördlich von Rasseln, etwa in 200 Meter Höhe in gleicher Entfernung von den beiden Schneussen 44 und 45; auch in der Mitte des Stockes, links der Elbe, in einer Erstreckung von 100 Meter von der Schneusse ab nach Süden; dann rechts der Elbe, der vorhin genannten Stelle gegenüber, in dem kleinen Seitenthälchen, welches zwischen Schneusse 43 und 44 in das Elbethal mündet; besonders schön aber an einem Felsen etwa 100 Meter südlich von diesem Thälchen in 180 Meter Höhe. — Bei der Mehrzahl der hier angeführten Vorkommnisse ist die Flaserung des Gesteins so deutlich, dass Streichen und Fallen dieser Flaserungsrichtung abgelesen werden können: Streichen allenthalben Ostwest oder ost-südöstlich 100°; Verflachen mit 60° nach Norden. Da überall, wo die Gneissfacies auftritt, dieselben Richtungen im Streichen und Verflachen gefunden wurden, und die Flaserstructur stellenweise ungemein gneissähnlich sich zeigte, wurde es während der Feldarbeiten für diese Studien sehr begreiflich, dass J o k é l y zu seinen Anschauungen betreffend die Gneissnatur dieser flaserigen Ausbildungen gelangt ist. Das Vorkommen von Thonschiefer einschüssen im flaserigen Gestein an der Südgrenze des Granititstockes (Rasseln Nord), ferner der durch die mikroskopische Untersuchung geführte Nachweis unterschiedener Kataklasstructur, endlich die vorhandenen Uebergänge von der ausgesprochen flaserigen Ausbildung in die granitisch-körnige sprechen entschieden für die Auffassung dieser Gesteinsausbildung als gneissähnliche Facies des Granitits.

Weil die Flaserung dieses gneissartigen Granitits an allen Orten parallel gerichtet ist, so muss die Erscheinung auf einen einheitlichen Ursprung, auf eine gewaltige, von Süden nach Norden gerichtete Druckkraft ursächlich zurückgeführt werden. Die Thonschiefer besitzen im grossen Ganzen dasselbe Streichen mit gleichfalls nördlichem Einfallen

¹⁾ H. R o s e n b u s c h, Die Steiger Schiefer u. ihre Contactbildungen a. d. Granititen von Barrandlau u. Hochwald. Strassburg 1877, pag. 156.

²⁾ Gneissfacies im Sinne von H. R o s e n b u s c h, Phys. d. mass. Gesteine. 2. Aufl., pag. 41 u. 42.

³⁾ l. c. pag. 6.

wie die Gneissfacies des Granitits. Die Aufrichtung derselben fand schon vor der Eruption des Granitits statt. Wenn man im jüngeren Granitit Wirkungen gleich gerichteter Kräfte auffindet, so mussten demnach dieselben Kräfte auch noch in postcarbonischer (aber präcretaceischer) Zeit an der Arbeit bleiben. — Wie in den oben beschriebenen Diabasgängen local eine Auswalzung bis zum Diabasschiefer nachweisbar war, so ist auch innerhalb des Granititstockes die Zertrümmerung und Flaserung nur an wenigen Orten vor sich gegangen, an denen wohl irgend eine Prädisposition hiezu vorhanden gewesen ist. Auf gewaltige stattgefundene Bewegungen weist auch das gangförmige Auftreten einer 1 bis 2 Meter, stellenweise 4 Meter mächtigen Reibungsbreccie mitten im Granititstocke links der Elbe, nahe dem Südrande des Granitits, hin. Auch diese Breccie ist mit ihren Grenzflächen gegen den Granitit nach Ostwesten gerichtet mit saigerem Einfallen.

Eine Reihe anders gerichteter Bewegungen und Verschiebungen hat Bankungen im Granititstocke und sehr bemerkenswerthe Verwerfungen in Aplitgängen hervorgerufen, welche den Granititstock durchsetzen. Von diesen soll später noch gesprochen werden.

Während das unbewaffnete Auge ausgesprochene Flaserung erkennt, tritt bei mikroskopischer Untersuchung der Gneissfacies eine „Kataklasstructur“¹⁾ scharf hervor. Quarze sind in langgestreckte, linsenförmige Körper ausgewalzt, die aus einem Aggregat kleiner, optisch verschieden orientirter Körner bestehen. Diese Theilkörner greifen mit verzahnten Nähten ineinander. Ebenso sind die Feldspathe (Plagioklas und Orthoklas) zertrümmert und wie die Quarze zu linsenförmigen Aggregaten gestreckt. Dabei wurden die Zwillinglamellen der Plagioklase mannigfach verbogen. Die Feldspathfragmente verkitten sich untereinander durch Schnüre von secundärem Quarz. Um die linsenförmigen Quarz- und Feldspathaggregate schmiegen sich Biotitblättchen herum. Dadurch wird vorzugsweise die Flaserstructur hervorgerufen. Die kleinen Glimmerblättchen ordnen sich gern in abgestuften Reihen. Auch sie zeigen durch Stauchungen der Blättchen den Einfluss mechanischer Wirkungen. Nicht selten sinken ihre Dimensionen zu solcher Kleinheit herab, dass sie wolkenförmige Haufwerke kleinster Blättchen und Schüppchen darstellen, ähnlich der Sericitform des Kaliglimmers. Neben Biotit erscheint lichter Kaliglimmer in zweierlei Formen: er bildet grössere Blättchen und schuppige Aggregate von Sericit. Er ist wohl ausschliesslich secundären Ursprunges. Dem dunklen Glimmer sind sehr häufig kleine Ilmenitkörnchen, zum grossen Theile in Leucoxen umgewandelt, eingebettet. Mit den dunklen Glimmern sind auch kleine Körner von Granat vergesellschaftet. In manchen Feldspathen treten ausserordentlich zarte Sillimanitfasern auf. Durch das ganze Gestein ist Calcit verbreitet.

Die Dynamometamorphose hat demnach neben der mechanischen Umformung aller Gemengtheile des ursprünglichen Granitits auch die Neubildung von Kaliglimmer (und Sericit), Granat und Sillimanit hervor-

¹⁾ „Kataklasstructur“ im Sinne von Th. Kjerulf, Grundfeldprofiel ved Mjøsens sydende (Nyt Mag. f. naturvid. XXIX, 3. Heft, pag. 215—294). Kristiania 1885. Ref. in N. Jahrb. f. M., G. u. P. 1886, II, 243.

gerufen. Der sonst in metamorphen Graniten beobachtete Epidot konnte in unserem Gestein nicht mit Sicherheit erkannt werden.

Auch die Gesteine der südlichsten Granitapophysen weisen eine sehr ausgesprochene Kataklasstruktur auf, mit Neubildung von Kaliglimmer.

Chemische Zusammensetzung des Granitits vom
Adalbertusfelsen oder Kutschken:

SiO_2	68·58
P_2O_5	0·40
Al_2O_3	15·67
Fe_2O_3	2·95
CaO	2·10
MgO	1·17
K_2O	5·01
Na_2O	2·36
H_2O	1·30
Summe	99·54

Aplitgänge.

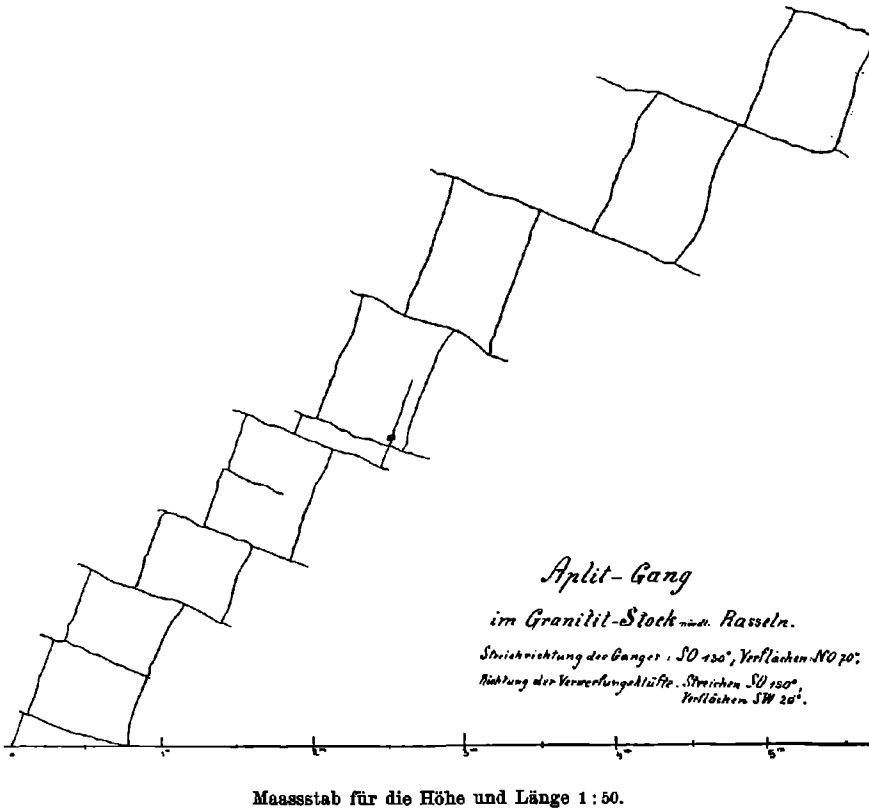
Granititstock und Apophysen sind mannigfach durchsetzt von Aplitgängen. Dieselben besitzen sehr verschiedene Mächtigkeit, von wenigen Centimetern bis zu einem halben Meter. Ebenso wechselnd ist auch die Richtung der Gänge, am häufigsten kann man noch ein nordwestliches Streichen, Nordwest 130° Südost, und ein Fallen nach Nordost mit $70-75^\circ$ beobachten. Das Gestein dieser Gänge ist von fast zuckerkörniger Beschaffenheit. Es besteht aus einem sehr glimmerarmen Gemenge von Quarz, überwiegend Kalifeldspath und etwas zurücktretendem Plagioklas. Calcit und Chlorit müssen als sekundäre Minerale genannt werden. Die Continuität der Aplitgänge ist allenthalben durch Verschiebungen in dem von Aplit durchsetzten Granitit gestört, wodurch sich entlang der Aplitgänge Verwerfungen zeigen. Verwerfungen dieser Art sind besonders schön an einem Aplitgange etwa 150 Meter vom Südrande des Granititstockes rechts der Elbe zu verfolgen (s. Fig. 1 auf pag. 265 [31]).

Bankung und Verwerfungen im Granititstock.

Wurde schon durch die Kataklasstruktur der Gneissfacies des Granitits festgestellt, dass der ganze Granititstock grossem Drucke ausgesetzt gewesen ist, so wird dies auch noch documentirt durch ein System von Klüftflächen, welche den Granitit in paralleler Richtung durchsetzen und eine grobe Bankung erzeugen. Die Klüftflächen bleiben eine Strecke weit aus, treten aber immer von Neuem in der alten Richtung auf. Häufig ist staubförmiges Rotheisen auf den Klüften ausgeschieden. Die Klüftflächen streichen nahezu Ostwest, nämlich 100° bis 110° nach Ost südost, und verflachen nördlich mit Winkeln von $45^\circ-50^\circ$.

Da an manchen Orten in den Thonschiefern eine secundäre Schieferung angedeutet ist, welche zu der beschriebenen Bankung des Granitits parallel läuft, so ist auf Druckkräfte zu schliessen, welche das ganze alte Gebirge, Schiefer und Granit beeinflussten. Durch dieselben wurde demnach einerseits eine Aenderung der Gesteinsstructur hervorgerufen, das körnige Gestein local zertrümmert und die Trümmer in faseriger Anordnung wieder verkittet, andererseits jedoch wurde der Zusammenhang im Gestein stellenweise aufgehoben und eine Bankung erzeugt.

Fig. 1.



Wie in den meisten Fällen, wenn in älterem Gebirge die Wirkungen von Druckkräften, gewöhnlich mit „Gebirgsdruck“ bezeichnet, auftreten, so ist man auch hier nicht im Stande, diese bestimmt erkannten Wirkungen auf sichere Ursachen zurückzuführen. Es muss unentschieden gelassen werden, welche Druckwirkung in unserem Falle dem Gewicht der einst über dem „Tiefengestein“ lastenden Massen zuzuschreiben, welche Wirkung den unbekanntem, horizontal schiebenden Faltungskräften, und welche einer eventuellen Volumsvermehrung der Silicate

beim Uebergange aus dem glutflüssigen in den festen Aggregatzustand ¹⁾ zuzuzählen ist. Von anderen eine Volumsvermehrung herbeiführenden Factoren, als Wasseraufnahme, Oxydation, sonstige chemische Umsetzungen u. s. w., sei hier ganz abgesehen.

Vorgänge anderer Art haben im Gestein grössere Verschiebungen veranlasst. Dieselben würden sich der Wahrnehmung entziehen, weil sie im Granitit selbst gar nicht auffallen, wenn nicht durch sie auch die Aplitgänge, welche den Granititstock durchsetzen, zerstückelt und die einzelnen Theile gegeneinander verworfen wären. Besonders ein grosser Aplitgang, welcher oben auf pag. 264 [30] bereits erwähnt wurde, zeigt dies sehr schön (Fig. 1). Die Verwerfungsklüfte streichen Südost 140° und fallen Südwest mit Winkeln von 20°. Die Richtung dieser Klüfte ist von den früher beschriebenen Kluftsystemen verschieden. Im Ganzen müssen die Verschiebungen im Granititstocke recht bedeutende sein; man misst auf die kurzen Entfernungen von 4 Meter Vertical- und ebensoviel Horizontalabstand eine Sprunghöhe von im Ganzen 3 Meter als Summe der Partialsprunghöhen auf den einzelnen Verwerfungsklüften. Störungen dieser Art scheinen ursächlich nicht auf einen Druck zurückführbar, vielmehr scheinen sie stattgefunden zu haben als ein Nachsinken in Folge Ausweichens des südlichen Widerlagers, also im Zusammenhange mit dem tertiären Einbruche, welcher den südlichen Theil unserer alten Gebirgsinsel so stark in Mitleidenschaft zog. Bemerkenswerth ist es, dass die Richtungen der beiden Kluftsysteme im Granititstock, des ersteren nach Norden einfallenden und des zweiten nach Süden geneigten, auf einander senkrecht stehen.

Neben der erwähnten Zerklüftung bemerkt man im Granititstock noch die vielen Granititen eigene grosscubische Absonderung. Bei der Verwitterung zerfällt unser Granitit in einen zuerst grob-, später feinkörnigen Grus. Dieser kann sich bei der grossen Steilheit der Thalgehänge nur an wenigen Stellen zu grösseren Massen anhäufen.

IV. Die Contactzone am Granititstocke.

Die Thonschiefer unseres Gebietes weisen in der Umgebung des Granititstockes contactmetamorphische Phänomene auf. Dieselben sind am unmittelbaren Contact von Granit und Schiefer am stärksten ausgeprägt und treten mit der wachsenden Entfernung vom Granititstocke allmählig zurück. Am linken Ufer reicht die Zone der umgeänderten Schiefer von der Granitgrenze bis zum nördlichsten Diabasgange; die zwischen den Diabasgängen vorhandenen Schiefer scheinen vom Granit aus unbeeinflusst geblieben zu sein, während alle Diabase die schon oben beschriebene Umwandlung erfahren haben. Während die Zone der Contactwirkung im Thonschiefer demnach nur 800 Meter misst, reicht sie in Bezug auf den Diabas bis zu 1200 Meter Entfernung von der

¹⁾ Vergl. Friedr. Nies, Ueber d. Verhalten d. Silicate beim Ueberg. aus dem glutflüss. in d. festen Aggregatzustand. Progr. z. 70. Jahresfeier d. k. w. landw. Akad. Hohenheim, Stuttgart 1889; ferner Lang Dissert. Halle 1873; Hornstein, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1883, 636.

Granitgrenze. Auf der rechten Seite der Elbe erstreckt sich die metamorphe Schieferzone bis auf 1400 Meter Entfernung von der Südgrenze des Granitstockes. Innerhalb der Contactzone des rechten Ufers gewahrt man als Beginn der Contactwirkung an der Südgrenze der Zone das Auftreten kleiner, dunkel gefärbter Flecke auf den Spaltflächen der grauen Thonschiefer. Weiter gegen den Granitit zu werden die Flecke deutlicher und grösser. Nur die dünnschieferigen Thonschiefer weisen solche Flecke auf, die dickbankigen Grauwackenschiefer zeigen gar keine Veränderung. An mehreren Orten südlich von Rasseln, so im Elbbett, dann unterhalb des aufgelassenen Schleifsteinbruches, der im Unterquader angelegt war, südlich von Schneusse 1, bei dieser Schneusse selbst und a. a. O. ist der Fleckschiefer härter und sondert sich in rhomboidalen Stücken ab. Diese beiden Eigenschaften gestatten eine Verwendung dieses Fleckschiefers als „Wetzschiefer“. Bei Rasseln selbst ist der metamorphe Schiefer leider durch eine Schutthalde von Labiatusquader verdeckt. Erst nördlich von diesem Orte tritt wieder Schiefer zu Tage. Dieser ist jedoch in der Umwandlung viel weiter vorgeschritten: er stellt einen Knotenschiefer dar. Auch der Knotenschiefer wechsellagert mit Bänken von Grauwackenschiefern, welche Veränderungen nur in unbedeutender Weise erkennen lassen. Zuletzt, unmittelbar im Granitecontact, tritt eine schmale Zone von Hornfels auf.

Einfacher gestaltet sich die Contactzone auf der linken Seite der Elbe. Die erste Contactwirkung im Thonschiefer ist nördlich vom Diabasgang III zu bemerken. In der Umgebung des Gasthauses („Glöckelschenke“) in der Tschirte steht ein grau-violett gefärbter Thonschiefer an von etwas gröberem Korn, als der normale Thonschiefer besitzt. Auf den Schieferungsflächen des minder dünnschieferigen Gesteines zeigen sich kleine, lichte Glimmerschüppchen; auf den sonstigen Kluftflächen ist viel rothes Eisenoxydpulver ausgeschieden. Auch der mineralische Bestand weicht von dem des normalen Thonschiefers ab, da zu den Gemengtheilen des letzteren, nämlich Quarz und Glimmer, noch rothe Eisenoxydschüppchen und sehr häufig winzige Turmalinprismen treten. Ein Auftreten von Flecken ist nicht zu bemerken. Näher zum Granitit, aber nördlich vom Tschirtenbache, steht schwarzgrauer, harter, undeutlich geschichteter, aber stark zerklüfteter Grauwackenschiefer an, mit welchem Lagen von „Fleckschiefer“ wechsellagern. Diesem folgt auf eine Entfernung von 20 Meter sofort „Knotenschiefer“. Die folgende Zone und der unmittelbare Granitecontact sind leider durch eine 150 Meter breite Schutthalde von Quadersandstein verdeckt.

Fleckschiefer. Vom normalen Thonschiefer unterscheiden sich die in der äussersten Contactzone auftretenden Fleckschiefer durch Flecke von dunklerer Färbung und stärkerem Glanz, welche dicht gesäet auf den Schichtungsflächen erscheinen und sich vom lichter gefärbten Thonschiefer scharf abheben. Hervorgerufen sind die Flecke durch flachgedrückte, längliche Körperchen von etwa 3 Millimeter Länge, 1 Millimeter Breite und der im Vergleich zur Länge ganz geringen Dicke von 0.1—0.2 Millimeter. Sie sind im dünnschieferigen Thonschiefer regellos eingestreut. Wegen ihrer so geringen Dicke kann man die scheibenförmigen Körperchen nicht gut „Knoten“ nennen. Bei mikroskopischer Untersuchung heben sich die Körperchen als dunkle,

in die Länge gezogene, elliptisch umgrenzte Flecke von der lichten Schiefermasse ab. Sie sind nicht durch Anhäufung eines Pigmentes entstanden, ebensowenig durch Concretionen von Mineralien des übrigen Gesteinsgewebes; vielmehr stellen sie gegenüber den übrigen Gesteinsgemengtheilen in Thonschiefer etwas Fremdes, Neugebildetes dar. Die Flecke erscheinen als ein Gemenge von lappig umgrenzten Chloritschuppen und Quarzkörnchen. Chloritschuppen besitzen Pleochroismus: farblos-äpfelgrün. Zwischen gekreuzten Nicols entwickeln sie blaue Interferenzfarben. Schwefelsäure löst sie nur schwer unter Abscheiden von Kieselgallerte. Vielleicht sind Chlorit und Quarz aus ehemals vorhandenem Cordierit hervorgegangen.¹⁾ Das zwischen diesen scheibenförmigen Körperchen vorhandene Gesteinsgewebe besteht aus unveränderter Thonschiefermasse: ein innigstes Gemenge von Quarzkörnchen und Glimmerblättchen, vorwiegend Kaliglimmer, untergeordnet Magnesia-glimmer; hie und da eingestreute Pyritkryställchen.

Eine Bauschanalyse eines Fleckschiefers („Wetzschiefer“) vom Promenadenwege unterhalb des aufgelassenen Schleifsteinbruches südlich von Rasseln lieferte die Resultate V; in II ist die Analyse eines unveränderten Thonschiefers vom rechten Elbufer; in I die eines vom linken Ufer der Elbe wiederholt.

	Analyse V	Analyse II	Analyse I
<i>SiO₂</i>	62·31	62·94	61·60
<i>Al₂O₃</i>	22·35	17·49	20·32
<i>Fe₂O₃</i>	3·68	8·08	8·03
<i>CaO</i>	0·58	1·21	1·20
<i>MgO</i>	1·84	2·54	2·83
<i>K₂O</i>	3·32	3·53	2·35
<i>Na₂O</i>	1·72	1·26	1·43
<i>H₂O</i>	3·98	3·46	2·18
Summe	99·78	100·51	99·94
Dichte	2·75	2·68	2·79

Knotenschiefer. Die zweite Stufe contactmetamorpher Umwandlung, die sich vom Stadium der Fleckschiefer gut unterscheiden lässt, wird von Knotenschiefern gebildet. Bei diesen liegen in einer, im Vergleiche zum Fleckschiefer dunkleren, krystallinischen und grobschieferigen Thonschiefermasse schwarzgraue, seidengläänzende Knötchen und Schmitzen. Die Knoten und dunklen Schmitzen des Knotenschiefers nördlich der Tschirte am linken Ufer erweisen sich bei der mikroskopischen Untersuchung als linsenförmige oder streifenartige Aggregate von vorwiegend Sericitschüppchen, die sich im Gegensatze zum makroskopischen Verhalten als hellere Partien von der dunkleren Grundmasse abheben. Die Grundmasse, welche in Form von Flasern und einzelnen Lagen die genannten Aggregate umgiebt, besteht aus einem Gemenge von Quarzkörnchen, Biotitblättchen und Kaliglimmerschuppen und -Blättern, dem Pyrit, Eisenglimmer und kurze, dicke Turmalin-säulchen eingestreut sind. Die im Contact ausgebildeten Biotitblättchen

¹⁾ Auch E. Hussak hat beobachtet, wie Knoten in einigen Knotenschiefern aus der Zersetzung eingewachsener Krystalle von Cordierit, Andalusit u. s. w. hervorgegangen sind. Verhandl. d. naturhistor. Vereines d. Rheinlande u. Westphalens. 1887, XLIV. Bd.

überwiegen in diesem Gemenge die übrigen Minerale. — Der Knotenschiefer, wie er am rechten Elbufer nördlich von Rasseln am Fahrwege im Walde ansteht, hat eine noch weiter vorgeschrittene krystallinische Ausbildung erfahren. Auch er besteht aus abwechselnden Lagen, langgestreckten Linsen und Flasern von einem Quarzbiotitgemenge und Sericitaggregaten mit Cordieritresten. Die letzteren sind unregelmässig begrenzt, farblos und reich an Einschlüssen. Die biotitreichen Lagen sind grobkörniger als die feinschuppigen Sericitanhäufungen. Auch hier sind Turmalinkrystalle in Form kurzer, dicker, im Querschnitt ungleich sechseitiger, an den Enden der Hauptachse hemimorph ausgebildeter, gelbbrauner Säulchen eingestreut, desgleichen Blättchen rothen Eisenoxyds. In diesen Knotenschiefern erscheinen fast alle Gemengtheile in Folge contactmetamorpher Einflüsse neu gebildet: Cordierit, Biotit, Kaliglimmer, Turmalin und Quarz. Glimmer und Quarz sind bei weitem grossblättriger und grobkörniger als im normalen Thonschiefer¹⁾ und ebenso wie die, dem unveränderten Schiefer fremden, eigentlichen Contactminerale in der bekannten, für die Neubildungen innerhalb der Contactzonen so charakteristischen Weise als einschlussreiche Krystallskelete entwickelt.²⁾ Da vom Chlorit, der in den Fleckschiefern vorhanden war, in den Knotenschiefern nichts zu sehen ist, so mag wohl der Magnesiaglimmer hier an dessen Stelle getreten sein.³⁾ Die Sericitanhäufungen sind offenbar an Stelle des Cordierits bei dessen Umänderung getreten. In dem so häufigen Auftreten von Sericit und in der gestreckten Structur des Knotenschiefers sind wohl Beweise zu suchen, dass die dynamischen Einflüsse, welche im Granitit erkennbar waren, auch am Knoten- und Fleckschiefer nicht spurlos vorübergegangen sind.

In Folgendem die Bauschanalyse eines Knotenschiefers vom Waldwege nördlich von Rasseln.

	Analyse VI
<i>SiO₂</i>	62·85
<i>Al₂O₃</i>	20·43
<i>Fe₂O₃</i>	8·26
<i>CaO</i>	0·79
<i>MgO</i>	0·93
<i>K₂O</i>	2·81
<i>Na₂O</i>	1·11
<i>H₂O</i>	3·11
Summe	100·29
Dichte	2·732

Hornfels. Bei weiterer Annäherung an den Granitit folgen Gesteine, welche durchaus krystallinisch und entweder gleichmässig feinkörnig oder ähnlich den Knotenschiefern lagenweise streifig-körnig entwickelt sind. Beiderlei Ausbildungsweisen müssen als Hornfelse angesprochen werden. Der erstere derselben ist fast schwarz von Farbe. Er besteht aus Quarzkörnern, Biotitblättern und Sericitaggregaten, mit

¹⁾ Vergl. H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer u. s. w., pag. 192.

²⁾ A. Sauer, Erläuterungen zur geol. Specialkarte d. Königreiches Sachsen. Section Meissen. 1889. — O. Herrmann und E. Weber, Contactmetam. Gesteine d. westl. Lausitz. N. Jahrb. f. M., G. u. P. 1890, II, 188.

³⁾ Vergl. H. Rosenbusch, l. c. pag. 192.

Resten von Cordieritkrystallen, hie und da ein Apatitkorn. Von Schichtung ist jede Spur verschwunden. Dieser Hornfels ist nach seinem mineralischen Bestande ein Quarzglimmerfels mit untergeordnetem Cordierit. Hornfels von dieser Ausbildung tritt besonders in einer etwa 20 Meter mächtigen Zone in der Umgebung der Granitapophyse (Rasseln Nord) auf. Zwischen dieser Apophyse und dem Granitstocke steht hingegen Hornfels der zweiten Ausbildungsart an. Dieser nähert sich in der Structur durch abwechselnd im Gestein vorherrschende sericitreiche und biotitreiche Lagen dem oben beschriebenen Knotenschiefer. Auch dieser zweite Hornfels ist ein Quarzglimmerfels mit zurücktretendem Cordierit. Dieser Hornfels enthält Turmalin, welcher dem ersteren abgeht.

Der gleichmässig körnige Hornfels besitzt dieselbe für contactmetamorphe Gesteine so charakteristische Structur, welche von A. Sauer¹⁾ aus dem Contacthufe des Syenits von Meissen als „Maschenstructur“, von O. Herrmann und E. Weber²⁾ aus der westlichen Lausitz als „bienenwabige Structur“ beschrieben worden ist. Für dieselbe ist bezeichnend die Polyederform der Quarze, die gradflächige, unverzahnte Verbindung von Quarz und Glimmer. Diese Bienenwabenstructur geht dem lagenweise streifigen Hornfels ab.

Beiden Hornfelsformen gemeinsam ist aber die durch den Reichthum an Einschlüssen bedingte skeletartige Ausbildungsweise aller im Contact neu gebildeten Minerale: Magnesiaglimmer, Quarz, Kaliglimmer, Cordierit, ja selbst des Turmalin. Eine Neubildung von Feldspath scheint im Contact nicht stattgefunden zu haben.

Die eigenthümliche streifig-lagenweise Structur mit Sericitquarzaggregaten ist wohl nur ein Product der Dynamometamorphose, welcher dieser Hornfels unterworfen war.

Die chemische Zusammensetzung eines lagenweise streifigen Hornfelses ist durch Analyse VII gegeben. Zum Vergleiche mit derselben sind die früher bereits angeführten Analysen von unverändertem Thonschiefer I und II, Fleckschiefer V und Knotenschiefer VI hier wiederholt.

	Analyse I Unveränderter Thonschiefer des rechten Elbufers	Analyse II Unveränderter Thonschiefer des linken Ufers	Analyse V Fleckschiefer Rasseln Süd	Analyse VI Knoten- schiefer, Rasseln Nord	Analyse VII Streifig. Horn- fels, nahe der Granititapo- physe, Rasseln Nord
SiO_2	61·60	62·94	62·31	62·85	66·64
Al_2O_3	20·32	17·49	22·35	20·43	22·06
Fe_2O_3	8·03	8·08	3·68	8·26	4·32
CaO	1·20	1·21	0·58	0·79	1·80
MgO	2·83	2·54	1·84	0·93	1·24
K_2O	2·35	3·53	3·32	2·81	2·16
Na_2O	1·43	1·26	1·72	1·11	1·00
H_2O	2·18	3·46	3·98	3·11	2·18
Summe	99·94	100·51	99·78	100·29	101·40
Sp. Gew.	2·792	2·68	2·75	2·73	2·73.

¹⁾ A. Sauer, Erläuterungen zur geol. Specialkarte d. Königreiches Sachsen. Section Meissen, pag. 56 und 57.

²⁾ O. Herrmann und E. Weber, Contactmetam. Gesteine d. westl. Lausitz. Neues Jahrb. f. M., G. u. P. 1890, II, 187.

Grauwackenschiefer im Granititcontact. Die innerhalb der Contactzone anstehenden Grauwackenschiefer weisen gegenüber dem Thonschiefer eine minder energische Umänderung auf. In den gröber struirten Gesteinen haben Quarze und Feldspathe fast gar keine Veränderung erfahren, selbst nicht an jenen Orten der Contactzone, an denen der Thonschiefer das Umwandlungsstadium der Hornfelse erreicht hat, zwischen der Granitapophyse und dem Granitstocke nördlich von Rasseln. Eine Veränderung tritt nur in der Zwischenmasse zwischen den genannten grösseren Körnern von Quarz und Feldspath auf. In derselben bilden sich grössere Blätter von Magnesia- und Kaliglimmer neu. Ja es kann sich die contactmetamorphe Umänderung bis zur Ausbildung von Cordierit in der Zwischenmasse steigern. Die charakteristische „Bienenwabenstructur“ tritt nirgends hervor. Selbst die skeletartige Ausbildung der neu entstandenen Minerale ist nur theilweise eingetreten. In der äusseren Erscheinung sind die Grauwackenschiefer wenig verändert. Sie erscheinen dem blossen Auge von Orten ausserhalb der Contactzone als dieselben dunkelgrauschwarzen, dem Schieferhornfels nicht unähnlichen, feinkörnigen Gesteine wie von Stellen, wo benachbarter Thonschiefer schon in Knotenschiefer oder in Quarzglimmerfels umgewandelt wurde.

Schliesslich sei daran erinnert, dass die Contactzone unseres Gebietes nur einen Theil des durch die Arbeiten von Naumann und Cotta, Mietzsch, Rosenbusch, Beck u. s. w. bekannten Contactgebietes des „Elbthalgebirges“ darstellt und (sowie unser gesamtes Schiefergebiet) seine Fortsetzung am linken Elbufer in Sachsen findet.

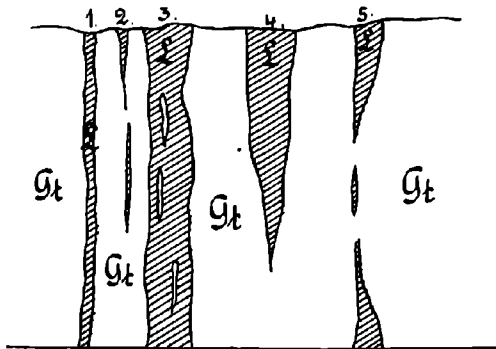
Auch in unserem Gebiete sind durch die Contactmetamorphose die innerhalb der Zone der Contactwirkungen vorhandenen Gesteine in ungleicher Weise je nach ihrer Metamorphosirungsfähigkeit beeinflusst worden, die Diabase und Thonschiefer in stärkerem Grade als die Grauwackenschiefer. Auf die Thatsache einer ungleichen Beeinflussung im Contact, bedingt durch das der Contactwirkung unterworfenene Material, ist von Brögger, Barrois u. A. bereits hingewiesen worden. Die Contactmetamorphose hat in den von ihr erfassten Thonschiefern eine Neubildung der Minerale Quarz, Magnesia- und Kaliglimmer, Cordierit, Turmalin und in minder auffälliger Weise auch der Eisenerze veranlasst. Dadurch wurde ein fast vollständiges Umkrystallisiren der Gesteinsbestandtheile bewirkt, welches schliesslich eine subkrystallinische Structur herbeiführte. In den Diabasen wurde innerhalb der Zone der Contactwirkung die Uralitisirung des Augits hervorgerufen.

V. Die Lamprophyre.

Thonschiefer sowohl, als auch der Granititstock werden von verschieden mächtigen Lamprophyrgängen durchsetzt. Am rechten Ufer finden sich solche Gänge: 1. Im Thonschiefer über der vierten Granitapophyse,

von Süden an gezählt; nur in Form stark zersetzter, loser Blöcke bekannt. 2. Nördlich der Riese, welche vom aufgelassenen Schleifsteinbruch südlich von Schneuse 1 zur Elbe niederführt, setzt im Grauwackenschiefer ein 80 Centimeter mächtiger Gang auf mit schmalem, stark zersetztem, schieferigem Salband. 3. Im Granititstock, Rasseln Norden, tritt südlich von Schneuse 44 ein 10 Meter mächtiger Gang auf, mit südöstlichem Streichen. Am linken Ufer sind nur zwei solcher Gänge bekannt: 4. Beim Eisenbahndurchlass nördlich der Schneuse 30, mit südöstlichem Streichen und nordöstlichem Verflächen; auf seiner Grenzfläche gegen den Granitit ist ein Harnisch ausgebildet. 5. Südlich am Adalbertusfelsen tritt ein Schwarm von Lamprophyrgängen auf, welche alle südöstlich streichen, Südost 160° (s. Fig. 2).

Fig. 2.



Lamprophyrgänge (1-5) im Granititstocke (Gt) am Adalbertusfelsen.

Die Lamprophyre des Elbthales stellen grauschwarze Gesteine dar von mittlerem bis feinem Korn. In der Verwitterung sind manche bereits arg vorgeschritten, so dass ursprüngliche Structur und Zusammensetzung nicht überall in gewünschter Schärfe erkannt werden können. Doch lässt sich mit Sicherheit constatiren, dass die Gesteine aller Gänge derzeit von gleicher Structur und mineralischer Zusammensetzung sind.

Alle Elbthallamprophyre setzen sich wesentlich aus Hornblende und Orthoklas zusammen, gehören demnach zu den syenitischen Lamprophyren, und zwar zu der Gruppe der „Vogesite“ Rosenbusch's.¹⁾ Neben Hornblende tritt ein dunkler Glimmer local häufig auf, während an anderen Stellen der Gänge Glimmer ganz zurücktritt. Augit ist nicht zu finden. Ausser Orthoklas stellt sich untergeordnet ein Plagioklas ein, der im Lamprophyrgang des Granititstockes rechts der Elbe allerdings sehr häufig wird. Im ganzen Gestein finden sich allenthalben feinere und stärkere Apatitnadeln sehr zahlreich vor. Dieselben sind in manchen Gängen der Quere nach in einzelne Glieder zerdrückt, die vollständig auseinander geschoben sein können. Untergeordnet nur treten Magnetit und Titanit auf. Diesen primären Gemengtheilen stehen Calcit, Quarz und Epidot als secundär entstandene gegenüber. Besonders letzterer

¹⁾ Mikroskop. Phys. d. mass. Gesteine. II. Auflage, pag. 315.

überwuchert in dem Lamprophyrgange südlich von Rasseln alle übrigen Gemengtheile.

Die Structur der Elbthallamprophyre ist, da eine Wiederholung in der Krystallisation der einzelnen Gemengtheile nicht eintrat, keine porphyrische, sondern eine körnige. Soviel bei dem zersetzten Zustande dieser Gesteine festzustellen ist, haben sich nicht alle constituirenden Minerale automorph ausgebildet, vielmehr scheint dies nur bei der Hornblende der Fall zu sein, während die Feldspathe xenomorph auftreten. Hornblendekrystalle werden ringsum von breitleistenförmigen und körnigen Feldspathen umgeben. Gegen die Grenzflächen zu wird das Ganggestein durch ein feineres Korn der Gemengtheile dichter. Ja es tritt allda eine entschiedene Fluidalstructur parallel zu den Contactflächen auf. Ausnahmsweise ist ein schieferiges Salband zu beobachten.

In Bezug auf die Ausbildung der einzelnen Gemengtheile mag Folgendes hervorgehoben werden. Die automorphe, zu den ältesten Ausscheidungen gehörende Hornblende zeigt prismatische Formen, an denen im Querschnitte $\infty P(110)$ und $\infty P \infty (010)$ gut zu beobachten sind; die terminale Begrenzung lässt sich in Längsschnitten nicht scharf definiren. Die Färbung der Hornblende ist lederbraun, fleckenweise durch secundäre Ausbleichung grün oder ganz farblos, letzteres namentlich an den Prismenenden. Ausbleichung verändert die Auslöschungsschiefe nicht, welche zu 14° , 15.5° , 17° und bis zu 20° gegen die parallelen Spaltrisse in Schnitten der Prismenzone gefunden wurde. Eine Zerfaserung an den Enden der Hornblendeprismen findet unter normalen Verhältnissen nicht statt. Nur dort, wo mechanische Einflüsse sich auch sonst geltend machen, sind die Hornblenden nicht allein an den Enden aufgefasert, sondern durch die ganze Masse des Krystalls „schilfig“. Nicht selten erscheinen dann auch die Fasern der schilfigen Hornblende in ihrer Gesamtheit verbogen, ja selbst geknickt. Die schilfige Hornblende besitzt die bekannte apfelgrüne Färbung. Pleochroismus ist bei der „compacten“ braunen Hornblende deutlich, schwächer bei der grünen, gar nicht bei der farblosen vorhanden. Hingegen zeigen die farblosen Stellen der „compacten“ Hornblende bei gekreuzten Nicols lebhaft Interferenzfarben. Wo grüne „schilfige“ Hornblende an Stelle der braunen „compacten“ tritt, wächst dieselbe über den ursprünglichen Krystallraum hinaus. Querschnitte lassen das gut beobachten: der früher durch Prismenflächen und Klinopinakoid scharf begrenzte sechsseitige Raum weist jetzt unregelmässig abgerundete Contouren auf. Die prismatische Spaltbarkeit ist erhalten. Mit der Umwandlung scheint eine chemische Umsetzung vor sich zu gehen, die sich durch reichliche Ausscheidung des Ca in Form von Carbonat kundgiebt.¹⁾ — Magnesiaglimmer wechselt in seiner Menge ausserordentlich. Seine Formen sind xenomorph begrenzte Lappen von verschiedener Grösse. Auch dem Feldspathe gegenüber, welcher doch zu den letzten Krystallisationsproducten gehört, ist der Magnesiaglimmer häufig xenomorph ausgebildet: deshalb wird man die grössere Menge des Magnesiaglimmers für secundär halten müssen. Die Farbe des Glimmers ist braun, seltener

¹⁾ Man vergl. Erwin Goller, welcher (N. Jahrb. f. M., G. u. P. Beil.-Bd. VI, pag. 517 u. 518) in Lamprophyren des Südspessarts noch weitere interessante Hornblendezersetzung mittheilt.

grün. Bei beginnender Zersetzung treten die bekannten, zierlichen Rutileinschlüsse in der Anordnung auf, dass sie sich mit Winkeln von 60° kreuzen. Endlich finden sich kleine Glimmerblättchen häufig neben oder zwischen den schilfigen Hornblendeaggregaten vor. — Feldspathe sind schon recht zersetzt, deren Aufbau deshalb nur schwierig erkennbar. Es ist Orthoklas und ein Plagioklas — wie schon erwähnt — vorhanden. Beide in Form breiter Leisten, Tafeln und Körner. Bald überwiegt Orthoklas den Plagioklas, bald ist das Umgekehrte der Fall. Der häufig bräunlich getrühte Plagioklas ist wegen der geringen Auslöschungsschiefe ein dem Oligoklas nahestehender Kalknatronfeldspath. — Uebersaus häufig tritt in manchen Lamprophyren Epidot in Gestalt von wohlausgebildeten Krystallen und von Körneraggregaten auf.¹⁾ Namentlich in dem Lamprophyrgang südlich von Rasseln überwuchert derselbe alle übrigen Gemengtheile. Seine Färbung ist blassbräunlich, der Pleochroismus sehr schwach. Die Krystalle besitzen deutliche Spaltrisse nach *oP* (001), diesen geht auch die Auslöschung parallel. Auf Schnitten in der orthodiagonalen Zone ist häufig der Austritt eines Axenbalkens bemerkbar. Manche Schnitte, nämlich die parallel zur Symmetrieebene, zeigen äusserst lebhaft Interferenzfarben.

In manchen Lamprophyren des Elbthales, nicht in allen, tritt Quarz auf. Dieser ist nicht als „Einschluss“ zu betrachten, da ihm die abgerundeten Contouren und der bekannte Augitkranz²⁾ abgehen. Vielmehr scheint er secundären Ursprungs zu sein. Er füllt im Gesteinewebe Lücken aus, die von den übrigen Gemengtheilen in geradliniger Begrenzung offen gelassen werden; eingebettet in Calcitaggregate erscheint er mit hexagonalen Umrissen. Letzteres ist besonders schön am Lamprophyr des Adalbertusfelsens zu beobachten. Deshalb ist eine nachträgliche Einwanderung von Quarz aus dem angrenzenden Granit nicht unwahrscheinlich. Der durch den Contact mit dem Lamprophyr beeinflusste Granitit konnte durch nachträgliche Verwitterung leicht Lösungen von Kieselsäure liefern, welche Veranlassung von Quarzausscheidung im Lamprophyr gaben. Diese Entstehungsart von Quarz innerhalb von Lamprophyr entspricht nicht den diesbezüglichen, auf einer Hypothese von J. B. Iddings³⁾ fussenden Anschauungen von B. Goller⁴⁾, nach denen dieser Quarz ein Product von einer unter eigenthümlichen Umständen sich vollziehenden Erstarrungsweise des Gesteinsmagmas bei Einwirkung überhitzten Wasserdampfes darstellen würde. Diesen Anschauungen Goller's über Quarzbildung in den von ihm genannten Lamprophyren soll hier nicht entgegengetreten werden; es soll nur

¹⁾ Auch B. Doos fährt reichliches Auftreten von Epidotkörnchen in Lamprophyren des Plauen'schen Grundes an. Tschermak's Miner. u. Petrogr. Mitth. XI, 24, 1889.

²⁾ R. Pöhlmann, Einschlüsse v. Granit im Lamprophyr (Kersantit) des Schieferbruches Bärenstein bei Lehesten in Thüringen. N. Jahrb. f. M., G. u. P. 1888, II, pag. 92 u. f. — B. Doos, Die Lamprophyre u. Melaphyre d. Plauen'schen Grundes. Tschermak's Min. u. Petrogr. Mittheil. 1889, XI, 62.

³⁾ J. B. Iddings, On the Origin of Primary Quartz in Basalt. Americ. Journ. of Science. Vol. 36, Septb. 1888.

⁴⁾ E. Goller, Die Lamprophyrgänge des südl. Vorspessart. N. Jahrb. f. M., G. u. P. VI. B.-B. 1889, pag. 560 u. f. Auf pag. 564 auch weitere Literaturangaben über d. Auftreten von Quarz in Lamprophyren.

für unsere Lamprophyre die grössere Wahrscheinlichkeit einer secundären Einwanderung von Quarz aus dem Nebengestein betont werden.

Contacterscheinungen in den Lamprophyren. Eine Einwirkung seitens der Lamprophyrgänge auf die durchsetzten Gesteine, also exomorphe Contactwirkung, ist mit Sicherheit nirgends nachzuweisen. Dagegen weisen die Gänge selbst endomorphe Contacterscheinungen auf, die sich jedoch bei den einzelnen Gängen verschiedenartig äussern. Der Lamprophyrgang südlich von Rasseln, 80 Centimeter mächtig, grenzt sich gegen den umgebenden Grauwackenschiefer mit einem äusserst schmalen (3—4 Millimeter), schieferigen Salband ab. Dasselbe besteht vorzugsweise aus Quarz, welcher durch Brauneisen gefärbt ist, aus eingestreuten, dunklen Glimmerblättchen und chloritischen Aggregaten. Bedeutender ist die endomorphe Contactwirkung bei dem Schwarm von Lamprophyrgängen am Adalbertusfelsen. Hier weist das Gestein am Salbande eine feinkörnige bis dichte Modification auf, mit secundär schieferiger Ausbildung. Das dichte Salband besteht aus vorherrschend kleinen Blättchen von Magnesiaglimmer und äusserst kleinen Feldspath-säulchen und -Körnchen. Durch die mehr oder weniger gleich gerichteten Glimmerblättchen wird eine Fluidalstructur hervorgerufen. Die Formen und das Auftreten des Glimmers sprechen dafür, dass dieses Mineral im Salbande nicht aus Hornblende secundär hervorgegangen ist, sondern einen ursprünglichen Gesteinsgemengtheil darstellt. Olivin tritt im Salband nicht auf. Sonst erinnern die endomorphen Contacterscheinungen in den Elbthallamprophyren einigermaßen an die, welche von B. Doss in Lamprophyren des Plauen'schen Grundes beobachtet worden sind. ¹⁾ Auch C. Chelius beschreibt „fast dichte und schwarze“ Salbänder von syenitischen Lamprophyren des Odenwaldes. ²⁾

VI. Sericitgesteine.

Fast allenthalben, wo grössere dynamische Wirkung in den früher beschriebenen Gesteinen sich äusserte, trat Sericit in das Gesteinsgewebe ein. In diesen Fällen war das Vorkommen von Sericit jedoch nur ein locales. Anders verhält es sich nahe der Südgrenze der Insel älteren Gebirges: allda finden sich Gesteine vor, in denen der Sericit allgemein auftritt und einen wesentlichen Gesteinsgemengtheil bildet.

Sericitgesteine mit Sericit als wesentlichem Gemengtheil kommen im Elbthale dreierlei Arten vor:

- a) Sericitgneiss;
- b) flaseriger Quarzsericitschiefer;
- c) stengeligter Quarzsericitschiefer.

a) Sericitgneiss. Dieses Gestein tritt zwischen der südlichsten Granititapophyse und der Schneusse 4 am rechten Elbufer auf, im engen Anschluss an den Granitit. Leider ist die unmittelbare Berührung beider Gesteine nicht aufgeschlossen. Auch die Lagerungsverhältnisse des Gneisses sind unbekannt. Trotzdem ist es sehr wahrscheinlich, dass

¹⁾ l. c. pag. 65.

²⁾ C. Chelius, Die lamprophyrischen u. granitporph. Ganggesteine im Grundgeb. d. Spessarts u. Odenwaldes. N. Jahrb. f. M., G. u. P. 1888, II, 75.

der Sericitgneiss, wie schon auf pag. 13 ausgesprochen wurde, durch Dynamometamorphose aus dem Granitit hervorgegangen ist.

Das körnigfaserige Gestein lässt das unbewaffnete Auge graue Quarzkörner, fleischfarbene Feldspathe und fettglänzende, grünlichgraue Sericitflatschen erkennen. Letztere schmiegen sich in vorwiegend gleicher Richtung den Quarz- und Feldspathkörnern an, und dadurch wird eine Art Faserstructur erzeugt.

Der Quarz erscheint in grösseren Körnern und als feinkörnige Mosaik. Seine Begrenzung geschieht allenthalben durch verzahnte Ränder. Dieses, im Vereine mit undulöser Auslöschung, lässt auf Druckwirkung schliessen. Die grösseren Körner sind reich an Einschlüssen von Flüssigkeit und winzigen Blättchen (wahrscheinlich Glimmer). Der Feldspath erweist sich trotz starker Zersetzung als Albit. Seine Dichte ist 2·60—2·61. Viele Feldspathkrystalle sind zerdrückt, die einzelnen Stücke entlang der Spaltungsflächen verschoben, oder die unregelmässigen Trümmer sind durch Quarzäderchen wieder zusammengeleimt. Kaliglimmer findet sich selten in grösseren Blättern, deren einzelne Lamellen geknickt oder verbogen sind, zumeist tritt er in den Schuppenaggregaten des Sericits auf. Dessen Dichte beträgt 2·88. Von accessorischen Gemengtheilen fallen zerdrückte Apatitsäulchen auf, deren einzelne Stücke oft weit von einander geschleift sind. Eisenerze sind als Pyrit und als Rotheisen vorhanden.

In folgender Analyse VIII ist die Zusammensetzung dieses Gesteins gegeben; dieser Analyse ist die Bauschanalyse des Granitits vom Adalbertusfels zum Vergleiche beige druckt.

	Analyse VIII, Sericitgneiss südlich der ersten Granitapophyse, rechtes Elbufer, Laube Nord	Analyse VII, Granitit vom Adalbertus- Felsen, linkes Elbufer
SiO_2	71·86	68·58
Al_2O_3	18·08	15·67
Fe_2O_3	2·22	2·95
CaO	1·60	2·10
MgO	0·17	1·17
K_2O	4·16	5·01
Na_2O	1·11	2·36
H_2O	1·89	1·30
P_2O_5	nicht bestimmt	0·40
Summe	101·09	99·54

Die chemische Zusammensetzung des mittelst einer Lösung von Kaliumquecksilberjodid isolirten Sericits ist durch folgende zwei Analysen (IX und X) gegeben. Die Dichte desselben beträgt 2·88.

	Analyse IX	Analyse X
SiO_2	47·97	47·73
Al_2O_3	35·95	35·78
Fe_2O_3	3·13	3·11
CaO	0·55	0·55
MgO	0·25	0·25
K_2O	8·58	8·54
Na_2O	0·54	0·54
H_2O	4·53	4·50
Summe	101·50	101·00

b) Faseriger Quarzsericitschiefer. Südlich vom Sericitgneiss, etwa von der Schneuse 4 ab gegen Süden, finden sich an der steilen Berglehne Rollsteine eines lichten, grünlichgrünen Quarzsericitschiefers. Auf den Klufflächen ist rothes Eisenoxyd abgeschieden, auch die Oberfläche der Rollsteine ist durch dasselbe roth gefärbt. Dieses Gestein, welches dem unbewaffneten Auge fast quarzitisches erscheint, besteht aus grösseren Quarzkörnern und feinkörniger Quarzmosaik, welche von Sericitfasern und -Häuten umgeben sind. Hiedurch wird eine ausgesprochene Faserstructur erzeugt. Irgend ein Feldspath konnte nicht nachgewiesen werden. Von accessorischen Gemengtheilen sind scharf umgrenzte Zirkonkrystalle hervorzuheben, ferner Pyrit und Pseudomorphosen von Brauneisen nach letzterem Mineral.

c) Stengeliger Quarzsericitschiefer. Dem vorigen ähnlich, jedoch durch stengelige Structur unterschieden, ist ein Gestein, welches über den Granitapophysen II, III und IV (von Süden an gezählt) in der Umgebung der Schneuse 3 auftritt. Besonders schön ist es aufgeschlossen über der Apophyse II. Es schiebt sich hier mit einer Mächtigkeit von 5–10 Meter zwischen den Granitit und den Grauwackenschiefer. Man kann ein Streichen des stengeligen Gesteins von nahezu Ostwesten constatiren. Es ist häufig von Klufflächen durchsetzt, die auf der Richtung des Streichens senkrecht stehen. Alle Klufflächen sind reichlich mit rothem Eisenoxyd ausgefüllt. Die Genesis dieses auffallenden Gesteins ist dunkel. Am nächsten liegt die Annahme, es für einen durch Contactmetamorphose, dann aber auch in hervorragender Weise durch Dynamometamorphose beeinflussten Grauwackenschiefer zu halten. Hiefür spricht das Auftreten sericitreicher Partien im Grauwackenschiefer, z. B. 200 Meter nördlich von der Granitapophyse IV, wo gleichfalls bedeutendere mechanische Einwirkung stattgefunden hat.

Die mineralischen Gemengtheile dieses Gesteins sind Quarz und Sericit. Ersterer ist fast nur in Form feinkörniger Aggregate vorhanden, dessen einzelne Körner mit verzahnten Rändern aneinander stossen. Letzterer bildet die bekannten faserigschuppigen Häute und Fasern. Feldspath fehlt dem Gestein. Von accessorischen Gemengtheilen sind Reste von Titancisen, umgeben von dickem Leucoxenfilz, zu nennen; Zirkon ist nicht selten. Im Quarz finden sich häufig Einschlüsse von kleinsten Blättchen und Körnern, die sich gern zu Schnüren ordnen. Die stengelige Structur des Gesteins wird namentlich durch die Anordnung der Sericithäute hervorgerufen, indem die spindelförmig ausgezogenen Quarzaggregate von Sericitfasern umhüllt werden. Durch das ganze Gestein ist Rutil relativ häufig verbreitet. Er bildet dickere, prismatische Krystalle mit abgerundeten Enden an der Hauptachse, während die Prismenzone recht scharfe Begrenzung aufweist: $\infty P(110)$ und $\infty P\infty(100)$. Die Prismenflächen sind deutlich vertical gestreift. Färbung bräunlichgrau bis farblos. Zum Theil umgewandelt in weissen Leucoxenfilz, welcher auch im auffallenden Lichte hellweiss erscheint. Querschnitte liefern im convergenten Lichte ein schönes Achsenkreuz.

An dieser Stelle seien kurz die Wirkungen der Dynamometamorphose in unserem Gebiete zusammengefasst. Dieselben

erstrecken sich auf Umwandlungen einzelner Minerale, Neubildung von Mineralen, endlich Structuränderungen im Gestein. Zur Mineralumwandlung durch Dynamometamorphose scheint zu zählen das „Schilfigwerden“ compacter Hornblende in den Lamprophyren. Als Mineralneubildung ist anzuführen das Auftreten von Actinolith und Albit in den Diabasschiefern; das Auftreten von Chloritmineralen, soweit dasselbe nicht als Verwitterungserscheinung aufzufassen ist; vielfach das Vorkommen von Quarz; namentlich aber das Vorkommen des kleinschuppigen Kaliglimmers, des Sericits. Mit der von Norden gegen Süden wachsenden Energie der dynamischen Vorgänge steigert sich der Gehalt an Sericit in den Gesteinen. Als unter dem Einflusse von dynamischen Vorgängen eingetretene Structuränderungen sind anzusehen die Kataklastenstructur (im Sinne von Kjerulf, Törnebohm, Eichstädt, Lossen u. A.) an vielen Stellen des Granitits, die Anordnung der blätterigen und faserigen Gemengtheile in parallele Richtung, wodurch die Flaserung der Gneissfacies des Granitits, die Ausbildung der Diabasschiefer, endlich die Entstehung des Sericitgneisses hervorgerufen wurden.

VII. Die Kreideformation.

Das Gebiet älteren Gebirges im Elbthale wird allenthalben von Ablagerungen der oberen Kreideformation bedeckt. Diese letzteren beherrschen den landschaftlichen Charakter des Elbthales auch dort, wo die älteren Gesteine mit der grössten Mächtigkeit sich über das Niveau der Elbe erheben. Die cretacäischen Quadersandsteine haben dem Elbthale nördlich von Tetschen wie der ganzen „sächsisch-böhmischen Schweiz“ das eigenthümliche Gepräge gegeben; daran ändern die älteren Gesteine fast nichts. Nur das Auge des Eingeweihten verfolgt an den Buckeln und vorspringenden dunklen Felsmassen entlang der bewaldeten Thallehnen die Grenzlinien der älteren Gesteine unter den darüber sich aufthürmenden, nackten Quaderwänden.

Cretacäische Sedimente überlagern direct und discordant die älteren Thonschiefer und den Granitit. Eine Einschiebung jurassischer oder anderer Ablagerungen zwischen Kreidesandsteine und die älteren Gebirgslieder ist hier nicht zu beobachten.

Im Gegensatze zu der reichen Gliederung der oberen Kreideformation in den benachbarten westlichen und nördlichen Theilen des sächsisch-böhmischen Quadergebirges zeigt diese Formation im Elbthale nur eine einfache Entwicklung. Es sind in unserem Gebiete nur Quarzsandsteine zu finden; kalkige, mergelige und glaukonitische Gesteine fehlen. Die Sandsteine gehören dem **Cenoman** und dem **Turon** an. Das Cenoman beginnt mit Conglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen, auf welche feinkörnige Sandsteine folgen, die zur Stufe der *Ostrea carinata* zu zählen sind. Vom Turon ist nur die untere Abtheilung, die Stufe des *Inoceramus labiatus*, als mittelkörniger Sandstein entwickelt. Diese Gliederung soll durch folgende Tabelle übersichtlich dargestellt werden.

Gliederung der oberen Kreideformation (des Quadergebirges)
im Elbthale nördlich von Tetschen.

			Mächtigkeit	Benennung nach Krejčí
Turon (Mittelquader nach Geinitz)	Unter-turon	Stufe des <i>Inoceramus labiatus</i> ; mittelkörniger Sandstein	bis 150 Meter	Weissenberger Schichten
Cenoman (Unterquader von Geinitz)		Feinkörnige Sandsteine mit <i>Ostrea carinata</i>	40 Meter	Korytzaner Schichten
		Grundconglomerate, grobkörnige Sandsteine		

Die unzweifelhaft einst auch über unserm Gebiete vorhandenen jüngeren Turonstufen¹⁾ sind durch Denudation abgetragen worden. Die

¹⁾ Ueber die Gliederung, über die Petrefakten u. s. w. der Kreideformation in Böhmen und Sachsen vergleiche man namentlich: A. E. Reuss, Geognostische Skizzen aus Böhmen. Prag und Teplitz, 1840 bis 1844, I. und II. Bd. — Derselbe, Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Stuttgart 1845 bis 1846. — C. F. Naumann und B. Cotta, Erläut. z. geognost. Karte des Königreiches Sachsen und der angrenzenden Länderabtheilungen. 1848, IV. und V. Heft. — J. Jókely, Allgem. Uebersicht über die Kreideformation im östl. Theile d. Leitmeritzer Kreises. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1858, pag. 72; ferner 1859, pag. 60. — Derselbe, Quader- und Plänerablagerungen des Bunzlauer Kreises. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1861 und 1862, XII. Bd., pag. 367. — Aug. v. Gutbier, Geognost. Skizzen aus der sächsischen Schweiz. Leipzig 1858. — C. M. Paul, Geol. Verhält. d. nördl. Chrudimer und südl. Königgrätzer Kreises. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1863, XIII. Bd., pag. 452. — A. Wolf, Ueber d. Gliederung d. Kreideform. in Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1864, XIV. Bd., pag. 463 und 1865, XV. Bd., pag. 183. — C. W. Gümbel, Beiträge z. Kenntniss d. Procän- oder Kreideform. im nordwestl. Böhmen. Abhandl. der königl. bayr. Akad. d. Wiss. II. Cl. 1868, X. Bd., 2. Abth. — U. Schlönbach, Die Brachiopoden d. böhm. Kreideform. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1868, XVIII. Bd., pag. 139. — Fr. Hochstetter, Durchschnitt durch d. Nordrand d. böhm. Kreideform. bei Wartenberg u. s. w. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1868, XVIII. Bd., pag. 247. — J. Krejčí, Studien im Gebiete d. böhm. Kreideform. Archiv d. naturw. Landesdurchf. von Böhmen. Prag 1869. — A. Fritsch, Studien im Gebiete d. böhm. Kreideform. I. bis IV. Archiv d. naturw. Landesdurchf. von Böhmen. 1869 bis 1890. — H. B. Geinitz, Elbthalgebirge in Sachsen. Cassel 1871. 4 Bde. — A. Fritsch u. U. Schlönbach, Die Cephalopoden d. böhm. Kreideform. Prag 1872. — F. Teller, Rudisten aus der böhm. Kreideform. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1877, LXXV. Bd. — O. Novak, Beitrag z. Kenntniss d. Bryozoen d. böhm. Kreideform. Denkschrift d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1877, XXXVII. Bd. — A. Fritsch, Reptilien und Fische der böhm. Kreideform. Prag 1878. — G. Laube, Note über das Auftreten von Bakulitenschichten in der Umgebung von Teplitz. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1872, XXII. Bd., pag. 232. — Von demselben Autor im Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1864, XIV. Bd., eine Angabe von Petrefakten der Bakulitenschichten von B.-Kamnitz.

Grösse des Abtrages lässt sich nur annähernd bestimmen. In einem späteren Abschnitte wird festgestellt, dass seit dem Oligocän die Kreideablagerungen im Minimum um 175 Meter abgetragen worden sind.

I. Das Cenoman.

Unmittelbar über dem älteren Gebirge ist durch den Elbcañon das Cenoman (Unterquader) angeschnitten, welches nun als eine schmale, ringförmige Zone die älteren Gesteine rings umsäumt. Wenn auch an manchen Orten durch Gebirgsschutt aus turonem Mittelquader verdeckt, wird seine Gegenwart bekundet durch den grossen Reichthum an Quellen, welche allenthalben den cenomanen Schichten entströmen. Denn den mittelkörnigen, wasserdurchlässigen Sandsteinen des Turons gegenüber verhalten sich die feinkörnigen Sandsteine des Cenomans als wasserhaltende Schichten.

Innerhalb des Cenomans im Elbthale lassen sich folgende Stufen unterscheiden:

- a) Grundconglomerate und versteinungsleere, grobkörnige Sandsteine.
- b) Feinkörniger Sandstein mit *Ostrea carinata Lamk.*

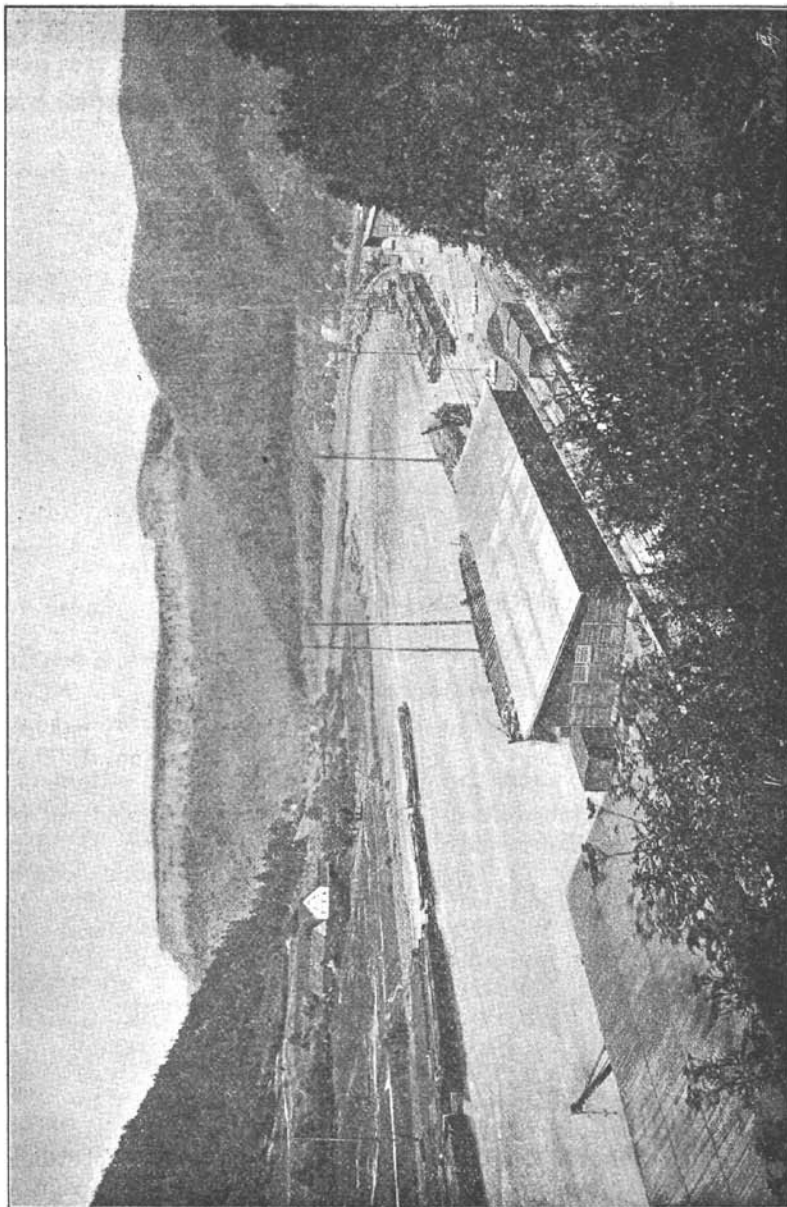
Allerorts, wo das Cenoman gut zugänglich, so nördlich vom Studenbach rechts der Elbe, allwo das Cenoman zum Niveau der Elbe herabsinkt, dann am linken Ufer oberhalb des Adalbertusfelsen oder Kutschken, beginnt dasselbe mit Conglomeraten oder grobkörnigen Sandsteinen. Eine Süsswasserstufe mit Crednerien (Perutzer Schichten nach Krejčí und Fritsch) fehlt.

Die Conglomerate bestehen aus erbsen- bis nussgrossen, theils eckigen, theils abgerundeten Quarzen von weisser oder blaugrauer Färbung und Thonschieferfragmenten mit bald lockerem, bald recht festem, sandig-thonigem oder eisenschüssigem Bindemittel. Darnach können sie ein sehr verschiedenartiges Aussehen gewinnen. Die blaugrauen Quarzkörner der Conglomerate entstammen wohl dem Granitit, doch lässt sich der Ursprung der bis nussgrossen, weissen und gelben Quarzkörner nicht gut auf zerstörten Granitit zurückführen, da Quarze dieser Art und dieser Dimensionen dem heute zugänglichen Granitit abgehen. Speculationen über die mögliche Herkunft dieser Quarze erscheinen noch nicht zeitgemäss. Die Conglomerate und grobkörnigen Sandsteine bilden Bänke von ein bis zwei, selbst mehreren Metern Mächtigkeit.

Feinkörnige Sandsteine. Ueber den Bänken der unteren Cenomanstufe tritt ein feinkörniger Sandstein auf, welcher an den meisten Orten eine lichte Färbung besitzt. Nur stellenweise, z. B. an dem kleinen Wassergerinne südlich von Schneusse 42 in etwa 200 Meter

— Derselbe, Geologie d. böhm. Erzgebirges. Prag 1887, pag. 245. — Ph. Pocta, Beiträge z. Kenntniss d. Spongien d. böhm. Kreideform. I. und II. Bd. Abhandl. d. königl. böhm. Ges. d. Wiss. 1884, VI. Folge, XII. Bd. — A. Hettner, Gebirgsbau und Oberflächengestaltung d. sächs. Schweiz. Stuttgart 1887. — F. Schalch, Erläut. zur geol. Specialkarte d. Königreiches Sachsen; Sect. Rosenthal-Hoher Schneeberg. Leipzig 1889. — R. Beck, Erläut. z. geol. Specialkarte d. Königreiches Sachsen; Sect. Berggiesshübel. Leipzig 1889.

Meereshöhe am rechten Ufer, ist er dunkelgrau gefärbt und Glaukonit führend. Der Sandstein ist ein Quarzsandstein mit thonigem Bindemittel.



Das Elbthal nördlich von Tetschen, mit dem Rosenkamm.

Recht häufig treten lichte Glimmerblättchen auf. An organischen Resten ist dieser feinkörnige Sandstein relativ reich, wenn auch unser Elbsandstein

an Petrefaktenreichthum nicht dem bekannten, gleichalterigen Vorkommen vom Ostende des Dorfes Tissa gleichkommt. Die Art der Erhaltung der organischen Reste lässt Vieles zu wünschen übrig; es sind fast nur Steinkerne und Rudimente von solchen zu finden. Das gelegentlich dieser Studien aufgesammelte Material enthält folgende Arten, deren Bestimmung durch den Herrn Geheimen Hofrath Dr. H. B. Geinitz durchgeführt wurde und vielfach nur dessen geübtem Auge möglich war.

- Cidaris vesiculosa* Goldf.
Serpula sp.
Cardium sp.
Protocardium hillanum Sow.
Arca glabra Park.
Pinna sp.
Avicula sp. (cf. *Roxellana* d'Orb.)
Pecten elongatus Lam.
Spondylus striatus Sow.
Vola aequicostata Lam.
 phaseolus Lam.
 " *digitalis* Röm.
Ostrea carinata Lam.
 " ? *hippopodium* Nilss.
 " (*Exogyra*) *lateralis* Nilss.
Exogyra haliotoidea Sow.
 " *sigmoidea* Rss.
 " *columba* Lam.
 " *conica* Sow.
Rhynchonella compressa Lam.

Mächtigkeit. Die zwischen das ältere Grundgebirge und das Turon sich einschiebenden Cenomanschichten erlangen im Elbthale nirgends grössere Mächtigkeit als 30 bis 40 Meter. Davon entfällt der grössere Theil auf die obere Stufe (25 bis 30 Meter), während auf die untere Stufe der grobkörnigen Sandsteine 10 bis 15 Meter entfallen. Die dem Elbthale zunächst gelegenen Gebiete des Unterquaders im Gefällbachthale bei Biela nordwestlich von Bodenbach, dann bei Tissa weisen dieselbe Mächtigkeit auf. Demnach besteht die Grundlage für das gesammte Quadersandsteingebiet in seinem südlichen Theile aus einer 30 bis 40 Meter mächtigen Folge von cenomanen Sandsteinen, welche vom Erzgebirge bei Schönwald und bei Tissa bis in das Elbthal nördlich Tetschen reichen, hier wie dort die Grundgebirge discordant überlagernd.

An den Lehnen des Elbthales bilden namentlich die grobkörnigen Sandsteine des unteren Cenomans senkrecht abstürzende Felswände, während die feinkörnigeren Sandsteine des oberen Cenomans zumeist minder steil abfallen und eine sanft geböschte Stufe entlang der Thallehne darstellen.

Im feinkörnigen Sandstein ist an einer Stelle, Rasseln Süd, ein Schleifsteinbruch angelegt, der allerdings derzeit nicht mehr im Betriebe ist.

2. Das Turon.

Die cenomanen Sandsteine werden im Elbthale nördlich von Tetschen von einer bis 150 Meter mächtigen Folge von Quadersandsteinbänken überlagert, die von recht gleichmässiger petrographischer Beschaffenheit und mit sehr spärlicher, aber gleichartiger Petrefaktenführung in paläontologischer Hinsicht eine weitere Gliederung nicht zulassen. Die mittel- bis feinkörnigen Quarzsandsteine dieser Stufe besitzen ein thoniges oder eisenschüssiges Bindemittel. Ihre Farbe ist weiss, gelblichgrau, bräunlichgelb bis dunkelbraun. Von organischen Resten wurden bis jetzt nur gefunden:

Inoceramus labiatus Schloth.
Ecogyra columba Lamk.
Pinna decussata Goldf.

Rollblöcke über dem Unterquader enthielten noch:

Eriphyla (Lucina) lenticularis Nilss.
Rhynchonella octoplicata Sow.
Lima pseudocardium Reuss.

Von allen ist *Inoceramus labiatus* die verbreitetste Art. Dieselbe weist diesen Sandsteinen auch ihre Stellung im Turon zu, und zwar als unterste Stufe desselben. Höhere Turonstufen konnten bis jetzt nicht von den Labiatusquadern in unserem Theile des Elbthales abgegliedert werden. Möglicherweise sind jene Sandsteinbänke, welche nördlich des Tschirtenbachthales, dann am Lachenberg bei Mittelgrund in Höhen von 400—450 Meter anstehen, als Reste höherer Turonstufen anzusehen. Ein sicheres Urtheil hierüber ist noch nicht fällbar, da es noch nicht gelang, entscheidende Petrefakten allda aufzufinden.

Lagerungsverhältnisse der Quaderformation.

Die mächtigen Platten des Quadersandsteines folgen in ihrer Lagerung im Allgemeinen der Oberfläche des liegenden Grundgebirges. Letztere, die ursprüngliche Auflagerungsfläche der Absätze des von Nord nach Süd transgredirenden Kreidemeeres, ist eine ziemlich ebene Abrasionsfläche der aufgerichteten Thonschiefer und des in diese Thonschiefer eingedrungenen Granitit-Lakkolithen gewesen. Die Auflagerungsfläche des Cenomans auf das Grundgebirge steigt gegen das Erzgebirge zu, also gegen Westen, allmähig an. Während dieselbe im Liegenden des Cenomans unter dem Rosenkamm im Elbthale nur die Meereshöhe von 300 Meter erreicht, steigt sie im Liegenden der Kreideablagerungen bei Tissa, etwa 15·5 Kilometer weststüdwestlich von genannter Stelle des Elbthales, bis zu 570 Meter. Aber auch vom Rosenkamme nordwärts senkt sich die Oberfläche des Grundgebirges

im Liegenden der Kreideschichten, und zwar viel rascher als vom Erzgebirge gegen das Elbthal. Von 300 Meter Meereshöhe unter dem Rosenkamm erreicht dieselbe schon 3 Kilometer weiter nördlich beim Studenbache das Niveau der Elbe in 120 Meter über dem Meeresspiegel. Da nun die gesammten Kreideschichten des Elbthales in ihrer Lagerung dieser Oberfläche des Grundgebirges folgen, so besitzen sie im Allgemeinen vom Rosenkamm ab nach Norden ein flaches, nordöstliches Einfallen. Südlich vom Rosenkamm ändern sich diese Verhältnisse. Die nördlichste der Bruchlinien von dem Systeme der tertiären Erzgebirgsbruchlinien durchquert südlich des Rosenkammes das Elbthal. Südlich dieser Linie senkt sich die Oberfläche des eingesunkenen Grundgebirges sehr rasch, um 180 Meter auf eine Entfernung von 1 Kilometer. In gleicher Weise fallen auch die Kreideschichten in südlicher oder südwestsüdlicher Richtung mit Winkeln von 5°, 10°, 15° bis 25° ein. Die Quadersandsteinplatten sind zwischen den einzelnen Bruchlinien in Schollen zerbrochen, welche dem einbrechenden Grundgebirge passiv nachsanken. (Vergl. das Profil auf Seite 237.)

Auch im Quadergebirge nördlich des Rosenkammes müssen noch verschiedene Bruchlinien vorhanden sein, längs welcher Einbrüche im Grundgebirge stattfanden; sonst wäre das Untertauchen des Cenomans unter die Linie des Elbniveaus nördlich vom Studenbach unverständlich. Allerdings ist im Quadergebirge selbst bis auf das nördliche und nordöstliche Verflachen von Dislocationen sehr wenig zu beobachten. Es scheinen aber die Seitenthäler der Elbe, so das Tschirtenbachtal und seine Fortsetzung am rechten Ufer östlich von Rasseln, ja das Elbthal selbst, solchen Bruchlinien im Quadergebirge zu folgen.¹⁾

VIII. Das Schwemmland.

Im engen Elbcañon finden sich nur jungdiluviale Ablagerungen vor: Sand, lehmiger Sand und sandiger Lehm. Diese Ablagerungen bilden 5 bis 10 Meter mächtige Terrassen von 130—140 Meter Meereshöhe. So namentlich am Eingange in's Tschirtenthal, bei Rasseln und oberhalb dieses Ortes in Form eines schmalen Streifens südlich bis gegen Laube. Sand und Lehm sind bräunlichgelb gefärbt und glimmerreich. Altdiluviale Ablagerungen fehlen dem Elbcañon in unserem Gebiete.²⁾

Ausser den genannten Diluvialterrassen sind im Elbthale Alluvionen zum Absatz gelangt. Die Thalgehänge sind bedeckt von grossen Schutthalden, die vorwiegend aus Blöcken und Verwitterungsdetritus von Labiatusquader bestehen. Der Flusslauf der Elbe ist beiderseits von Schotter eingesäumt. Dieser heute noch sich mehrende Elbschotter besteht aus sehr verschiedenartigem Gesteinsmaterial: alle Gesteine des böhmischen Mittelgebirges, der Kreideformation in Mittelböhmen, des

¹⁾ Vergl. A. Hettner l. c.

²⁾ Ueber Glacialerscheinungen im Elbsandsteingebiet vergl. E. Mehnert, Inaugural-Dissert. Leipzig 1888; ferner derselbe Autor, Entwicklung des Flusssystemes der Elbe vor und nach der Eiszeit, Sitzungsber. d. Isis. Dresden 1888.

Rothliegenden, des Carbons, des Silurs im Innern Böhmens, des Grundgebirges im Böhmerwalde, Riesengebirge, Erzgebirge u. s. w. sind vertreten. Gneissvarietäten, Urschiefer, Granite, Sandsteine, Kieselschiefer, Quarzite, Basalte und Phonolithe liegen in Eintracht, bunt durcheinandergemengt, nebeneinander. Ab und zu fällt ein Feuersteinknollen als Fremdling in dieser Gesellschaft recht auf. Die Dimensionen der Schotterbestandtheile schwanken von Nuss- bis Eigrösse, dazwischen findet man kiesige, selbst sandige Ablagerungen je nach der mittleren Geschwindigkeit der Wasserbewegung an der betreffenden Stelle des Elblaufes. Die Mächtigkeit der alluvialen Elbschotter steigt an manchen Orten bis zu 10 Meter. In den tieferen Lagen der Elbschotter finden sich grössere Blöcke vor, deren Rauminhalt den eines Cubikmeters erreichen kann. Basaltische und tephritische Gesteine aus dem böhmischen Mittelgebirge haben häufig das Material zu diesen Blöcken geliefert, doch finden sich auch Blöcke von Quarzit, Granit und anderen Gesteinen, wenn auch seltener, vor.

An denjenigen Stellen der Thallehnen, die von dem Labiatusquaderschutt nicht bedeckt wurden, findet man die Verwitterungsböden der älteren Gesteine: über dem Granitit vielerorts eine sandig-lehmige Krume von brauner Färbung, über dem Thonschiefer eine graue lehmige und über den Sericitgesteinen eine hellrothbraune, lehmige Krume.

Das Quaderplateau ausserhalb des Elbthales ist in der näheren Umgebung des Cañons mit den Verwitterungsproducten des Sandsteines bedeckt. Dieselben finden sich jedoch in auffallend geringer Menge vor, so dass auf relativ raschen Abtrag derselben geschlossen werden kann. Für die Grösse derjenigen Denudation, welche seit dem Oligocän bis heute vor sich gegangen, besitzen wir annähernd einen Massstab in solchen Sandsteinablagerungen, welche durch Ueberdeckung mit einem wahrscheinlich oligocänen Basaltgestein vor dem Abtrag geschützt waren. Die Quadersandsteine sind an vielen Punkten von Basalten durchbrochen; aber an wenigen Orten ist die ursprüngliche Ueberlagerung durch den Basalt in einem Grade erhalten, dass für den Zweck einer Bestimmung der Abrasionsgrösse ein Anhaltspunkt geboten würde. So sind z. B. der Basalt vom Raumberge bei Eiland, sowie der im Dorfe Schneeberg (westlich vom Elbthale) nur Rudimente des einstigen Auftretens. Auch der Basalt des grossen Zschirnstein ist nicht als Oberflächenerguss anzusprechen; wegen seines groben Kornes muss er in der Tiefe erstarrt sein. Hingegen scheint das basaltische Gestein auf dem Gipfel des Rosenberges den Rest eines Oberflächenergusses zu bilden. Das Gestein, ein Nephelinbasanit, ist säulenförmig abgesondert und steht in 570 Meter Meereshöhe an. Der Sandstein ist am Rosenberge mit Sicherheit noch in 525 Meter zu beobachten. Wird die durchschnittliche Höhe des östlich der Elbe gelegenen Sandsteinplateaus, auf welchem sich der Rosenberg bis zu 620 Meter Meereshöhe erhebt, mit 350 Meter angenommen, so wäre die Abtragsgrösse vom (?) Oligocän bis heute auf diesem Quadersandsteinplateau im Minimum: $525 - 350 = 175$ Meter.

Das normale Verwitterungsproduct des Quadersandsteines ist in unserem Gebiete ein schwach lehmiger Sand. Derselbe findet sich auf

dem Quaderplateau auch an allen jenen Stellen, welche keine stärkere Abweichung von einer horizontalen Ebene besitzen, so dass das Verwitterungsproduct auf ursprünglicher Entstehungsstätte liegen bleiben konnte. An Orten mit etwas grösserer Neigung hat jedoch ein Schlemmungsprocess des lehmigen Sandes stattgefunden. Man findet dann fast reinen Quarzsand in den höheren Lagen und ein lehmartiges Product in den tieferen Mulden. Letzteres enthält ausser thonigen Bestandtheilen in grosser Menge feinste, scharfkantige Quarzkörnchen. Material äolischer Herkunft liess sich nicht beobachten. Das genannte, feinkörnige Schlemmproduct bildet in halbwegs mächtigen Ansammlungen wasserhaltende Schichten; die flachen Mulden mit solchem Untergrund neigen zur Versumpfung.

Nachtrag.

Die Arbeiten von W. Salomon „Geologische und petrographische Studien am Monte Avioło u. s. w.“ (Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft. 1890) und „Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit“ (N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Beil.-Bd. VII, 1891) gingen mir während des Druckes vorstehender Abhandlung zu. Deshalb konnten die Beobachtungen dieses Autors über „Contactstructures“ und über Umwandlung des Cordierits in Sericit, welche unsere Anschauungen bestätigen, im Texte leider nicht mehr berücksichtigt werden.

Inhaltsübersicht.

	Seite
I. Allgemeines	[1] 235
<p>Der Elbcañon. Uebersicht über den geologischen Aufbau der Insel älteren Gebirges. Das umgebende Kreidegebiet. Zugehörigkeit zum „Elbthalgebirge“. Geologisches Alter. Literatur. Verhältniss zum Erzgebirge. Carbonische Faltung. Tertiärer Einbruch. Dislocationsmetamorphose. Der Nordrand des tertiären Einbruches. Häufige Wiederkehr der Bewegungen in unserem Gebiete.</p>	
II. Das Schiefergebiet	[9] 243
<p>1. a) Thonschiefer. Ausdehnung des Schiefervorkommens. Absonderungsfächen. Wetzschiefer. Lagerungsverhältnisse. Mineralische Zusammensetzung. Chemische Zusammensetzung.</p> <p>b) Grauwackenschiefer. Klastischer Ursprung desselben. Verwandtschaft mit dichtem Gneiss. Wechsellagerung mit Thonschiefern. Mineralische Zusammensetzung. Structur. Chemische Zusammensetzung.</p> <p>2. Diabas und Diabasschiefer. Vier Diabasgänge. Uebergang der Diabase in Diabasschiefer. Mineralischer Bestand. Contact- und Dynamometamorphose. Uralitisirung des Augits ein Product der Contactmetamorphose. Actinolith, ein Resultat der Dynamometamorphose. Actinolithchloritalbitschiefer und Plagioklaschloritschiefer. Diabasschiefer als metamorphe Diabasfacies. Vergleich mit Diabasschiefern anderer Gebiete, mit dem Taunus.</p> <p>3. Krystallinischer Kalk in Verbindung mit Diabasgang IV.</p> <p>4. Quarzige und granitoide Ausscheidungen in der Umgebung der Diabasgänge.</p>	
III. Der Granitit	[25] 259
<p>Mineralische Zusammensetzung. Structur. Gneissfacies in Folge dynamischer Vorgänge. Chemische Zusammensetzung. Aplitgänge. Bankung und Verwerfung im Granititstock.</p>	
IV. Die Contactzone am Granititstocke	[32] 266
<p>Ungleiche Ausdehnung der Contactzone auf den beiden Ufern. Fleckschiefer. Knotenschiefer. Hornfels (Quarzglimmerfels mit Cordierit). Chemische Zusammensetzung der Contactproducte. Grauwackenschiefer im Granititcontact. Zusammenfassung der Contactwirkung.</p>	

	Seite
V. Lamprophyr	. [37] 271
<p>Fünf Lamprophyrgänge („Vogesite“) im Thonschiefer und Granit. Mineralischer Bestand. Secundäre Bestandtheile. Structur. Sal- bänder. Auftreten von Quarz, wahrscheinlich aus dem Nachbar- gestein eingewandert.</p>	
VI. Sericitgesteine	. [41] 275
<p>a) Sericitgneiss; b) faseriger Quarzsericitschiefer; c) stengeliger Quarzsericitschiefer. Mineralische Zusammensetzung. Structur. Chemische Zusammensetzung des Sericitgneisses; des Sericits.</p>	
<p>Zusammenfassung der Wirkungen der Dynamo- metamorphose .</p>	
	. [42] 276
VII. Die Kreideformation	. [44] 278
<p>Verbindung mit dem Grundgebirge, directe und discordante Auf- lagerung. Gliederung der Kreideformation des Elbthales. Literatur. Das Cenoman. Entwicklung. Petrefakten des Carinatensand- steins. Mächtigkeit. Das Turon. Lagerungsverhältnisse der Quaderformation.</p>	
VIII. Das Schwemmland	. [50] 284
<p>Jungdiluvialer Sand und Lehm. Alluvionen. Minimale Grösse der Abrasion seit dem Oligocän. Verwitterungsproducte.</p>	