

Morphologie der Südabdachung des böhmischen Erzgebirges.

Von **Fritz Machatschek.**

(Mit 2 Abbildungen im Text und einer Karte auf Tafel XI—XIII.)

(Fortsetzung und Schluß.)

Unterhalb von Falkenau wendet sich die Eger nach O, verläßt also die Muldenachse und schneidet schon oberhalb von Altsattel in den Karlsbader Granit ein, den sie in einem offenbar epigenetischen, eigenartig gewundenen Tale zwischen Elbogen und Aich, von mehreren Terrassen begleitet, durchbricht. Der Muldenachse aber folgt in gleichem Abstände der deutlich gezeichnete Fuß des Erzgebirges, während sein Granit, ohne orographisch hervorzutreten, mehrfach über den Gebirgsrand gegen S vorspringt und so eine nahezu ununterbrochene Brücke bis zum Kaiserwalde bildet. Es liegt also auch hier der nördliche Bruchrand des Beckens meist außerhalb des heutigen Verbreitungsgebietes des Tertiärs. Zwischen Doglasgrün und Neurohlau wird der über 200 m hohe Gebirgsabfall noch deutlicher hervorgehoben durch eine bis unter das allgemeine Niveau der tertiären Hochebene ausgeräumte und von zahlreichen Teichen besetzte Niederung. Östlich von Pechgrün begleitet ihn wie eine zu tiefst abgesunkene Scholle eine etwa 20 m hohe und 1 km breite Terrasse aus Granit. Steile, kurze Tälchen führen durch den Abfall wieder auf die ebene Platte, die aber hier gegen N von 660 auf 700 m ansteigt (Füttersberg bei Thierbach, 700 m), stärker zerschnitten ist und von der höheren, mit Einzelgehöften übersäeten, bis 930 m hohen Stufe überragt wird. Der Knick gegen diese Flächen wird hier noch dadurch verstärkt, daß ihm entlang der Mühlberger Bach gegen Neudek fließt.

Vom Füttersberg gegen O blickend, erhält man aber ein ganz anderes Bild (vgl. Fig. 3). Das Plateau der Kammregion, das im Peindlberg 974 m erreicht, greift nach SO weit vor bis zum Trausnitzberg (949 m) und fällt, durch den Peterberg (672 m) gegliedert, zum Gebirgsrande bei Tüppelsgrün ab. Da-

durch ist das untere Plateau bei Neudek völlig abgeschnitten, greift aber weiter unterhalb noch auf das linke Ufer des Rohlauer Baches im Grundberg (643 m) über, während der benachbarte und gleich hohe Steinberg bereits eine Basaltdecke trägt. Zugleich erscheinen wieder, ähnlich wie bei Graslitz, am linken Gehänge des Rohlauer Baches über den unteren, sehr steilen Partien hochgelegene Terrassen und Leisten, aber wahrscheinlich nicht mehr in der ursprünglichen Gefällsentwicklung gegen S sich senkend. Sie bilden nördlich von Neudek den Fladerberg (727 m), 130 m über dem heutigen schmalen Talboden, den Paulusberg (697 m) und schmale Rippen beim Kreuzberg über Neudek, durch sanfter geböschte Gehänge mit den Plateauhöhen verbunden. Sie bleiben also hoch über dem Niveau der unteren Platte und gehen nicht wie beim Zwodautale in diese über; vielleicht sind sie von einer jüngeren Aufwölbung mitbetroffen worden. Den Rohlauer Bach begleiten unterhalb von Neudek, etwa 20—30 m über dem Tale, ebene Flächen im anstehenden Granit, von denen des unteren Plateaus um rund 100 m überragt. Während sie sich unmerklich ansteigend gegen SO bis fast an den randlichen Steilabfall bei Voigtsgrün fortsetzen, wendet sich der Fluß in engem Tale nach SSO, um diesen Abfall zu zerschneiden. Sehr wahrscheinlich ist durch diese Flächen ein alter, gleichfalls noch schwach dislozierter Talboden des Rohlauer Baches angezeigt, der einst genau an der Grenze zwischen dem zweistufig gebauten und dem stärker emporgewölbten Teile des Gebirgsabfalles floß und durch einen die unterste Bruchstufe rasch durchsägenden Fluß zu diesem abgelenkt wurde. Seiner ehemaligen Richtung folgt heute von Voigtsgrün an der Kleine Widitzbach. Südlich einer Linie, die durch den Steilabfall des Ihl- und Steinberges gegeben ist, erstreckt sich ein welliges Gelände mit zahlreichen Teichen, rund 500 m hoch, noch durchaus im Granit gelegen, der hier den am weitesten vorspringenden Ausläufer in das Tertiärbecken entsendet, aber von mehreren Basaltkuppen (Hofberg, Gsteinigt u. a.) durchbrochen ist. Dadurch verliert hier der Gebirgsrand an Schärfe, indem überall die eingeebnete Granitoberfläche zutage tritt, die mit ganz niedrigen Stufen, wahrscheinlich jungen Brüchen entsprechend, gegen das tertiäre Vorland absetzt.

Es ist also in dem eben besprochenen Profile das untere Plateau, das bei Heinrichsgrün noch 10 km breit war, plötzlich

abgeschnitten, und es haben sich hier zwei Gebirgsstücke bei der Entstehung des Abfalles durchaus verschieden verhalten. Das zwingt zur Annahme eines der Grenze dieser beiden Stücke folgenden Querbruches, der freilich in dem allein herrschenden Granit geologisch kaum wird nachgewiesen werden können. Es kreuzt sich dieser mutmaßliche Querbruch bei Voigtsgrün mit dem den Gebirgsrand markierenden Längsbruch und an dieser Stelle tritt eine ganze Gruppe von Basaltkuppen auf.

Östlich von dieser Stelle zieht der Gebirgsrand, durch den 500 m hohen Steilabfall des großen Plateaus stets scharf gekennzeichnet, nach O über Edersgrün weiter, obwohl auch hier noch ausgedehnte Granitflächen, gleichsam das am tiefsten abgesunkene oder nicht aufgewölbte Stück der alten Rumpffläche und die verbindende Schwelle zum Kaiserwald hin bildend und von Basaltkuppen und -decken mehrfach durchbrochen, in rund 500 m Höhe das Vorland zusammensetzen. Diese Flächen umgeben fast allseits ein geräumiges, von jungen Alluvionen erfülltes Becken, in dem das stille Städtchen Lichtenstadt auf einem von dem hier aus dem Gebirge heraustretenden Salmbach aufgebauten flachen Schuttkegel, nahe dem Ostrande Schlackenwerth gelegen ist; einen offenbar älteren Schuttkegel hat der Wisnitzbach hinausgebaut, in dem sich bei Brand deutlich zwei Terrassen unterscheiden lassen. Bei Lichtenstadt stellt sich abermals ein neuer Typus der Gliederung des Gebirgsabfalles ein. Die schön gewölbte, aus dem großen Plateau hervortretende Masse des Wölflingberges (964 m) westlich vom Salmbach fällt noch steil zum Gebirgsrande, also fast 500 m hoch ab, doch ist dieser Abfall durch einen Knick bei 730 m und ein zwei gleich steile Hänge trennendes Gesimse bei 600 m unterbrochen. Östlich vom Salmtal ist der randliche Abbruch ganz außerordentlich steil, oft geradezu wandartig, wenn auch kaum 200 m hoch, so daß man den Eindruck eines ganz jugendlichen Einbruches erhält, durch den das Becken von Lichtenstadt in die Granitplatte eingesenkt wurde. Über den Steilabfall gelangt man auf sehr mäßig ansteigende Flächen mit wesentlich reiferen Formen, auf denen zwischen 600 und 640 m die verstreuten Häuser von Ullersgrün, in gleicher Situation weiter östlich Pfaffengrün liegen. Genau an der oberen Kante des Steilabfalles erhebt sich die kleine, aus schlanken Säulen aufgebaute Basaltkuppe des Spitzberges (752 m), weiter nördlich stört die des Kobersteins (900 m)

den gleichmäßigen Abfall. Von den Flächen von Ullersgrün erfolgt ein etwas steilerer Anstieg gegen N nach Maria Sorg und in die Umgebung von Joachimstal. Nach W blickt man auf die ungestört horizontal dahinziehenden weiten Flächen des oberen Plateaus, aus denen die Basaltkuppe des Bleßberges (1027 m) nur wenig hervortritt. Nach S fällt sie etwas steiler auf ebenere Flächen am linken Ufer des Wistritzbaches ab, die von den Gehöften von Kaff in etwa 800 m sich ziemlich rasch bis auf 660 m mit dem Tale senken und auch in das Reinbachtal hinein zu verfolgen sind (Lindig 715 m). Wieder haben wir es mit alten Talböden zu tun, die sich offenbar auf die durch die mittleren ebenen Flächen angezeigte Erosionsbasis beziehen, so daß die gegen den Gebirgsrand vorgewölbte Masse des Wölfling- und Bleßbergers auf beiden Seiten von hochgelegenen Terrassen begleitet ist, die hier im Salm- und Wistritztale mit dem Gesimse im Abfalle des Wölflings bei 600 m Höhe sich verknüpfen. Die steilen Gehänge unterhalb der Terrassen beweisen die seither erfolgte jugendliche und rasche Tiefenerosion. Ähnliche Terrassen kehren im Wistritztale wieder, wo unter anderem die sogenannte Neustadt von Joachimstal mit ihren alten Warttürmen auf einer vorspringenden Gehängenase (814 m) liegt, nur rund 150 m unter dem oberen Plateau, aber um etwa ebensoviel höher als der Boden des heutigen steilwandigen Tales, und sie sind nun für alle die Täler charakteristisch, die gegen das Keilberggebiet ansteigen.

Die breiten Flächen der Kammregion werden hier im Bereiche der größten Höhen des Gebirges von der nach S abfallenden Basaltgangkuppe des Spitzberges (1111 m) bei Gottesgab und den weit weniger deutlich über das allgemeine Niveau heraustretenden flachen Kuppen des Fichtelberges (1214 m) und des Keilberges (1244 m) überhöht.¹⁴⁾ Aus ausgedehnten, schwach geneigten Hochmooren und durch seichte Wiesentäler vollzieht sich die Entwässerung nach N; nur der Grenzbach bildet oberhalb von Wiesental ein in basaltische Deckenergüsse etwa 200 m

¹⁴⁾ Etwa 20 m unterhalb des Gipfels gegen N wurde durch eine neue Weganlage 1915 ein Basaltgang mit steil nach SSO fallenden Klufflächen aufgeschlossen. Obwohl es sich wahrscheinlich nur um eine ganz unbedeutende Injektion handelt, dürfte sie doch die Gipfelbildung begünstigt haben.

tief eingeschnittenes und karartig geschlossenes Tal.¹⁵⁾ Östlich vom Keilberg senkt sich die Hochfläche etwas rascher zu dem von abenteuerlichen Verwitterungsformen des Amphibolits gekrönten Wirbelstein (1094 m) und hält sich dann östlich vom Hohen Hau unter 1000 m.¹⁶⁾ Die Abdachung gegen S vollzieht sich in dem ganzen Abschnitte vom Salmtal bis zum Pürsteiner Tal in mäßig steilen, bisweilen nach abwärts etwas steiler werdenden, bisweilen allmählich auslaufenden oder einheitlich konvex gekrümmten Flächen bis auf nahezu ebene oder schwach wellige Partien in rund 600—700 m Höhe, die sich als eine durch die tiefen und jungen Abdachungstäler zergliederte Zone auch weiter nach O verfolgen lassen. Es fehlt aber in diesem Abschnitt ihre scharfe Trennung von einer Schar oberer, reich geböschter Hangflächen und damit der deutlich zweistufige Bau des Abfalls, der das Gebirgsstück zwischen dem Zwodauer und Rohlauer Tal kennzeichnete (vgl. Fig. 4). Der randliche Steilabfall ist von Lichtenstadt bis über Oberbrand mit gleicher Deutlichkeit, wenn auch mit abnehmender Höhe und oft durch Gehängeschutt und Schuttkegel hoch hinauf verhüllt, zu verfolgen, so daß endlich eine Stufe von kaum 100 m Höhe die mittleren Flächen vom Gebirgsrande trennt.

Von Brand an kompliziert sich die Gliederung des Gebirgsabfalles durch das Hinzutreten der vulkanischen Massen des Duppauer Gebirges, die, auf einer Unterlage von kristallinen Gesteinen und verschiedenen Gliedern des Tertiärs aufruhend, auf einer Strecke von 16 km den Fuß des Erzgebirges zu verschiedener Höhe hinauf verhüllen. Östlich von

¹⁵⁾ Nach Rothaug (Bericht über das 25. Vereinsjahr des Vereins der Geographen an der Universität Wien 1899, S. 66) handelt es sich um eine glaziale Form, Schneider (Orographie von Böhmen, S. 78) hält es für ein normales Erosionstal. Die oft erörterte Frage nach einer eiszeitlichen Vergletscherung des Erzgebirges muß auch weiter unentschieden bleiben. Im Gebiet des Keilbergs haben sonst alle Talschlüsse den Charakter von normalen Erosionsformen. Moränenähnliche Ablagerungen wurden zwar mehrfach beobachtet, haben aber niemals überzeugendes Material geliefert. Doch ist es sehr wahrscheinlich, daß die konvexen Plateauflächen über etwa 1100 m von Firn bedeckt waren, ohne daß es zur Bildung von Gletscherzungen kam.

¹⁶⁾ Seefeldner (Geographischer Jahresbericht XI, 128) sieht darin das Anzeichen für einen NNW verlaufenden Querbruch, an dem das westlich gelegene Gebiet pultförmig gehoben wurde. Doch kommen derartige Wellungen der Kammhöhe mehrfach vor.

Brand stoßen breite ebene Tuffflächen hart an den Gebirgsabfall, der sie noch um etwa 150 m überhöht. Oberhalb von Marlitigrün bildet die Sodlkoppe (754 m) einen Teil des abgebogenen, aber hier nicht mehr in ebenere Flächen übergehenden Plateaus und wendet ihre prächtige Bruchstufenfassade gegen S, doch ist dieselbe bis zur Höhe von 530 m durch die Tuffe verdeckt. Weiter östlich bei Schönwald fällt die Grenze zwischen den Gneisen und den vulkanischen Massen nur mehr mit einem kleinen Knick zusammen. Es ist hier fast die ganze Bruchstufe von Tuffen und den sie überlagernden Basaltströmen verschüttet, die nun als ein einheitliches Plateau (Franzens-

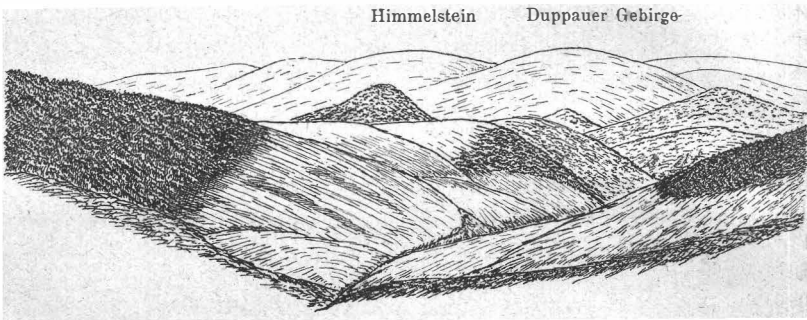


Fig. 6. Blick von Hüttmesgrün gegen S.

berg 553 m) einerseits bis nahe an Schlackenwerth, andererseits bis über das enge Durchbruchstal der Eger hinüberreichen.

Östlich von dem in die Tuffe tief eingeschnittenen Hauensteiner Tal geht die Aufschüttung wieder fast bis in das Niveau der mittleren Platte und genau an der Gesteinsgrenze haben sich bei Gesmesgrün zwei kleine Tälchen entwickelt. Es setzt hier die Gneisplatte nur mit einem kleinen Knick gegen die schwach nach S geneigte Basalttafel des Eichelberges (611 und 570 m) ab, die dann steil gegen die Terrassen des Egertales abfällt (Fig. 5 und 6). Das tiefe Hölltal trennt sie von der steil aufragenden, ruinegekrönten Basaltkuppe des Himmelsteins (633 m). Hier greift die Lavaflut am weitesten in das kristallinische Gebirge hinein. Sie bildet die aus fünf, durch Tufflager getrennten und wieder schwach nach S geneigten Decken bestehende Steinkoppe (774 m), die höchste basaltische

Erhebung des Duppauer Gebietes am linken Egerufer,¹⁷⁾ und den phonolitischen Hutberg (684 m), so daß hier nicht nur der ganze randliche Abbruch des Gebirges, sondern auch die darüber ansteigenden mittleren Platten verhüllt werden. In steilen, von Blockhalden überkleideten, tiefschwarzen Wänden stürzt der Basalt zur Eger ab, die nun von oberhalb Warta an deutlich die Struktur der Eruptivmassen und ihrer Unterlage aufschließt. Über das Flußbett ragt fast auf der ganzen Flußstrecke von Warta bis über Kaaden Granulit in etwa 40 m hohen Wänden mit prächtiger prismatischer Absonderung bis zum Niveau der ersten Egerterrasse auf, die bisweilen auch von Schottern überstreut ist. Die den Granulit bedeckenden Basaltdecken sind wieder ihrerseits von mehreren Phonolit- und Basaltgängen durchbrochen, die mit den Strömen der Steinkoppe in Verbindung stehen. Unterhalb von Warta greift der Gang des Erpelsteins mit prachvoller Fächerstellung der Säulen als der älteste dieser Gänge hindurch und reicht auch noch auf das rechte Egerufer hinüber. Jünger ist der Gang des Gammelsteins bei Wotsch. Diese Gänge queren also unter ungefähr rechtem Winkel den Randbruch des Erzgebirges,¹⁸⁾ durch den die Granulite des Egertales, ein dem übrigen Gesteinskomplex des Erzgebirges eigentümlich fremdes Element, abgesunken sind. Immerhin aber bilden sie gleichsam eine horstartig stehen gebliebene Platte zwischen den tiefer abgesunkenen Becken von Karlsbad—Falkenau und von Komotau, so daß auf ihr die Tertiärschichten in wesentlich geringerer Mächtigkeit abgelagert wurden.

Bei Wotsch kehrt die normale Gliederung des Erzgebirgsabfalles auf eine kurze Strecke wieder. Der Basalt tritt hier nur mehr in einer kleinen Steilkuppe (430 m) inmitten der Granulite auf; diese bilden bis gegen Mühlendorf eine ebene Platte im Niveau der obersten Egerterrasse (zirka 380 m, 90 m über dem Flusse), über die der untere Steilabfall des Erzgebirges als eine eindrucksvolle, etwa 150—200 m hohe Stufe sich aufbaut. Sie setzt nach oben an ebenen Flächen von etwa 530 m an ab (Selinger, über Kleingrün), die auch weiter östlich zwischen dem Rummelsbacher und Pürsteiner Tal in etwas höherer Lage

¹⁷⁾ Laube, *Erzgeb.* II, 103.

¹⁸⁾ Laube, *Exkursionen etc.*, 71; Schneider, „*Lotos*“ 1907, S. 8.

breit entwickelt sind. Die Randstufe taucht aber hier wieder von etwa 360 m Höhe an unter Basalttuffe unter und genau an ihrer oberen Kante sitzt die kleine Gangkuppe des Glorietteberges (630 m) dem kristallinen Gebirge auf. Übrigens ist hier der regelmäßige Aufbau des Gebirgsabfalles in seinen höheren Partien durch die junge Talbildung zerstört. Während bisher die meisten Abdachungstäler fast genau in die Richtung des größten Gefälles eingestellt sind, auf dem kürzesten Wege den Gebirgsrand erreichen und dadurch die Wasserscheide immer weiter gegen N verlegen, biegen die Täler von Boxgrün, des Rummelsbacher und Pürsteiner Baches nach oben in die NW- bis WNW-Richtung um, so daß alte Flächen in viel größerem Ausmaße als sonst zu jungen Gehängestücken geworden sind und die abgebogene Abdachung der alten Rumpffläche gegen S fast völlig zerstört ist.¹⁹⁾

Noch einmal dringen östlich von Pürstein die Duppauer Basalte bis in das Innere des Erzgebirgsabfalles hinein. Sie setzen nicht nur die durch mehrere Decken und Tufflager treppenartig gestufte, schwach nach S geneigte Tafel des Burberges bei Klösterle (524 m), sondern auch nördlich eines an Tuffe geknüpften Sattels ein kleines Stück des Gebirgsabfalles bei C. 559 zusammen. Tuffe bilden dann auch noch das ganze Vorland bis Klösterle, aus denen die elliptisch geformte Tafel der Schönburg aufragt. Aber sie verhüllen bei Gesseln den Gebirgsfuß nur mehr bis 500 m Höhe und entfernen sich dann immer mehr von diesem, so daß er nun wieder in voller Deutlichkeit nach NO weiterstreicht.

Wir können somit die Gliederung des Abfalles zwischen Lichtenstadt und Klösterle dahin zusammenfassen, daß von dem einförmigen Plateau der Kammregion schwach konvex gewölbte Flächen sich abwärts senken und zwischen 550 und 650 m Höhe

¹⁹⁾ Worin die Ursache dieser „Hackenbildung“ der Täler liegt, ist schwer zu entscheiden. Laube erwähnt sie, ohne eine Erklärung zu geben (Erzgebirge II, 133); Schneider (Orographie etc., S. 80) führt sie in ganz unverständlicher Weise auf die herrschenden Westwinde zurück, wodurch die Flanken angegriffen würden, so daß stets die linken Gehänge höher und steiler werden (?). Möglich ist, daß die ursprünglichen kurzen Abdachungstäler ihren Lauf durch rückwärtsschreitende Erosion in die W—O-Streichungsrichtung der Schiefer verlegten. Doch ist auffallend, daß die Erscheinung zwar noch mehrfach wiederkehrt, aber doch keine allgemeine ist. Ich komme am Schlusse nochmals auf sie zurück.

in ebenere Partien übergehen, die zwar der breiten Platte von Heinrichsgrün entsprechen, ihr aber infolge der stärkeren Zertalung dieses Abschnittes sowohl an Breite als an flächenhafter Entwicklung nachstehen. Ebenso fehlt es hier an einer scharfen Trennung dieser Flächen von einer oberen steileren Hangreihe. Der randliche Steilabfall verliert gegen O an Höhe und wird dann von den Laven und Tuffen des Duppauer Gebirges verhüllt, die gelegentlich auch noch die mittleren flacheren Partien überwältigt haben; doch erscheint dieselbe Gliederung überall dort wieder, wo die Tuffe und Ströme zurücktreten. Unter diesen kommt die kristallinische Unterlage an der Eger in steilen Wänden zum Vorschein.²⁰⁾

Von Pürstein führt das Weigensdorfer Tal in nordwestlicher Richtung, anfangs im Bereiche der Randstufe schluchtartig verengt, weiter oben mit reiferen Formen in das Gebirge hinein. Rechts vom Tale senken sich die Flächen vom Hohen Hau (1003 m) in konvexer, aber stetig zunehmender Krümmung zu den ebeneren Partien bei Endersgrün (616 m), während ihr Gegenstück am linken Ufer durch Erosion zerstört ist und hier die Ortschaft Reihen auf jungen Böschungen liegt. Als vorgeschobener Ausläufer der abgelenkten alten Fläche ist der Höllenstein (807 m) allseits von jungen Gehängen umgeben, in denen wieder eine deutliche Stufung hervortritt. Sie alle tragen etwa 120—150 m unter der oberen Plateaufläche einen Knick und senken sich dann steiler abwärts, ohne daß es zur Ausbildung eigentlicher Terrassen kommt. Offenbar bedeuten diese Knicke die Durchschneidung älterer, reiferer Gehänge in verschiedener Höhe, die wieder mit der Erosionsbasis der mittleren ebeneren Partien um 600 m in Verbindung zu bringen sind. Ganz frische Erosionsformen am Grunde der Täler deuten auf eine Neubelebung der Erosion entsprechend der Tieferlegung des Egerbettes unter das Niveau der jungen Terrassen.

Bei Kupferberg (839 m) ist die monotone Hochfläche der Kammregion erreicht, die unmittelbar nördlich des Ortes von dem isoliert aufragenden kleinen Kupferhübel (908 m), einem

²⁰⁾ Es ist daher unverständlich, wie Schneider (Physiographische Studien aus Böhmen, „Lotos“ 1907, S. 8) schreiben konnte, daß die scharfe Bruchlinie des Erzgebirges zwischen Klösterle und etwa Joachimstal aufhöre. Falsch ist daher auch, daß zwischen Lichtenstadt und Pürstein die obere Terrasse (600—700 m) unter dem Duppauer Basalt verborgen ist.

typischen, an ein hartes, erzführendes Amphibolgestein gebundenen Härting, überhöht wird; weiter gegen N erheben sich wesentlich auffälliger über die Hochfläche die Basaltdecken der Spitzberge (963 m) unweit Schmiedeberg und des Haßberges bei Preßnitz (990 m). Östlich von Kupferberg wird der Abfall des Plateaus gegen S wesentlich schärfer. Eine deutlich erkennbare Hangreihe schwingt sich mit einer Neigung von immerhin 20° von der Plateauhöhe zu den ebenen Flächen herab, die zwischen den geradlinig verlaufenden Abdachungstälern des Bettloh-, Kolla-, Loh- und Radisbaches wieder sehr breit und deutlich entwickelt sind, so daß der aus dem Gebirgsstück zwischen Graslitz und Neudek bekannte zweistufige Bau des Abfalles wiederkehrt (Fig. 7). Der morphologische Schluß auf eine die beiden oberen Elemente der Abfallregion trennende Bruchlinie wird hier auch durch die geologische Forschung bestätigt. Löwl²¹⁾ hat als erster für die ganze Südabdachung des Erzgebirges zwischen dem Keilberg und Kaaden das Vorhandensein einer Verwerfung nachgewiesen. Noch eingehender ist Laube diesen Verhältnissen nachgegangen.²²⁾ Das genannte Gebirgsstück hat nach ihm einfachen antiklinalen Bau mit dem Streichen W—O. Aber während diese Falten westlich vom Keilberg gut erhalten sind, ist weiter gegen O der Südflügel der großen Antiklinale durch vertikale Verschiebungen gestört.

Unter der Kuppe des Keilberges stoßen im Elbecken Muskovitgneise an die sonst überlagernden Glimmerschiefer. Bei Boxgrün läßt das Vorhandensein eines Keils von Glimmerschiefer zwischen verschiedenen Gneisen eine Verwerfung annehmen. Unterhalb Kupferberg stoßen ebenfalls verschiedene Gneise unmittelbar aneinander. Auch bei Laucha und Wohlau stehen die sogenannten dichten Gneise nahezu senkrecht und in gleichem Niveau mit den antiklinal aufgewölbten und dann mit abgebrochenen Schichtköpfen hinausstreichenden Hauptgneisen des tieferen Horizonts. Ebenso kehren unterhalb von Kupferberg die Augengneise ihren steilen Abbruch nach S und fallen weiter oberhalb flach nach N ein. In ähnlicher Weise ist der Bruch bei der Pöllmaer Höhe und bis gegen Sonnenberg am Zobietitzer Felsen, endlich nördlich von der Ortschaft Platz am steilen Südabfall des Schweigers nachweisbar (vgl. Fig. 8).

²¹⁾ Gebirgsbau des mittleren Egertales (Jahrb. d. Geol. R.-A., 1881, 31, S. 454 ff.).

²²⁾ Geologie des Erzgebirges II, 139 ff. Die geologische Übersichtskarte von Sachsen, herausgegeben von Credner 1908, die hier offenbar auf den alten Aufnahmen der Reichsanstalt beruht, läßt diese Verhältnisse nicht erkennen.

Die von L a u b e im einzelnen verfolgte Bruchlinie setzt gegen O in immer tieferem Niveau ein und vereinigt sich endlich mit dem Randbruch. Die Erklärung für dieses Verhältnis sieht L a u b e in dem allmählich gegen O untertauchenden Widerlager der Granulite, die unter dem Duppauer Basalt zutage treten. Dort, wo dieses Widerlager vorhanden ist, ist der antiklinale Bau rein erhalten; wo es unterzutauchen beginnt, wird die Faltung durch den Bruch gestört, wobei die Schichten sich gegen den Bruch aufrichten und nicht selten Fächerstellung annehmen. Indem die Antiklinale nach O, der Bruch nach NO streicht, werden immer größere Teile derselben von ihm betroffen, bis schließlich von Komotau an der R a n dbruch den Nordflügel durchsetzt.

Die morphologischen Verhältnisse entsprechen im großen dieser geologischen Deutung. Die oben erwähnte Reihe von mäßig steilen, nach O hin höher werdenden Hangflächen, die von Kupferberg bis über Platz zu verfolgen ist, ist demnach als eine stark verwischte Bruchstufe aufzufassen, bedingt durch einen dem Randbruche ungefähr parallel verlaufenden Bruch, der aber jedenfalls älter ist als dieser, wie der wesentlich bessere Erhaltungszustand der unteren Stufe beweist. Daß er erst bei Kupferberg morphologisch in Erscheinung tritt, während weiter westlich bis zum Keilberg die alten Flächen bloß eine einfach konvexe Wölbung zeigen, mag in seiner nach W abnehmenden Sprunghöhe begründet sein. Anzeichen einer Bruchstufe sind wohl schon bei Boxgrün zu sehen, doch hier durch die Entwicklung von W—O streichenden jungen Gehängflächen gestört. Aber gerade unterhalb vom Keilberg, wo der Bruch zum ersten Male geologisch erwiesen ist und in etwa 1150 m Höhe zwischen dem Gipfel und dem Schwarzfels hindurchzieht, und in der Gegend von Joachimstal, wo die Lagerung der Erzgänge und die Ausfüllung der Klüfte durch basaltisches Material den Bruch anschaulich machen, ist von einer Bruchstufe nichts zu sehen; der in L a u b e s Profil gezeichnete Steilabfall vom Keilberg zum Elbecken ist das Hintergehänge eines jungen Tales und hat mit dem Bruche nichts zu tun.²³⁾

²³⁾ Übrigens zeigt auch Laubes Profil von Oberhals (westlich von Kupferberg) über Reichen nach Pürstein (a. a. O. II, 134) nichts von einem obern Bruch. Er scheint also doch nicht vom Keilberg an ununterbrochen bis vor Komotau durchzuziehen. Tatsächlich spricht Laube auch nur vermuthungsweise von einem Zusammenhang der Erscheinungen beim Keilberg und bei Kupferberg.

Wie erwähnt, erreichen in dem Abschnitte von Kupferberg bis Komotau, in der von L a u b e sogenannten R e i s c h b e r g g r u p p e, die mittleren Platten als wellige Flächen, entsprechend ihrer Bedeutung als abgesenkte Teile der alten Bumpfläche, in Höhen von 550—650 m wieder weite Verbreitung, durch die Lage der Ortschaften Tomitschan, Bettlern, Laucha u. a. gekennzeichnet. Nach oben gehen sie mit einem wenig deutlichen Fuße in die etwa 200 m hohe reife Bruchstufe über, viel schärfer ist ihr Rand gegen die untere Stufe ausgeprägt. Die Flüsse durchziehen die Flächen kaum merkbar eingeschnitten, um dann die junge Stufe in engen Tälern zu durchschneiden. Gehängeknicke oder breitere Leisten in den oberen Teilen dieser Täler weisen wieder auf eine ältere, höhere Erosionsbasis hin. Im östlichen Teile dieses Abschnittes liegen diese Flächen etwas höher; an ihrer inneren Kante liegt Wohlau (736 m), von wo sich die obere Stufe nur 140 m hoch zum Reischberge erhebt; es liegt also hier eine Unstimmigkeit gegenüber dem von L a u b e wiedergegebenen geologischen Befund vor. Die Randstufe ist, wie erwähnt wurde, bei Gesseln oberhalb von Klösterle noch bis 500 m Höhe durch Tuffe verhüllt, so daß sie nur noch 50 m hoch ist; weiter gegen O wird sie zusehends deutlicher, doch erreicht sie nur 150—200 m Höhe. Der geringe Betrag des randlichen Abbruches zeigt sich auch darin, daß bei Klösterle noch einzelne Granulitinseln aus der dünnen Schotterdecke hervortreten. Östlich von Zuflucht verbauen nochmals Tuffe, die offenbar mit der Basaltdecke des Seeberges in Zusammenhang stehen, den randlichen Steilabfall; dann sind es nur mehr die abgesenkten Tertiärschichten und große flache Schuttkegel der Erzgebirgsflüsse, die das Vorland zusammensetzen. Etwa von Ziebisch an geht der Gebirgsabfall so allmählich in die mittleren flacheren Partien über, daß kaum noch von einer Bruchstufe gesprochen werden kann. Erst östlich von Schönbach ist sie wieder deutlicher, bei Brunnersdorf etwa 200 m hoch und auf eine längere Strecke glatt und ungliedert. Vor Kaaden verläßt die Eger den Rand des Gebirges, um nach O in das Becken von Saaz einzutreten, und bald darauf hören auch am Flusse die Aufschlüsse des kristallinen Gesteins auf, das nun in größerer Tiefe unter der tertiären Decke ohne sichtbaren Zusammenhang mit dem Erzgebirge verborgen bleibt.

Eine neue Komplikation tritt in den Abfallsverhältnissen des Erzgebirges nördlich von Deutsch-Kralup durch das Zusammentreffen des Randbruches mit der höheren und älteren Bruchlinie ein. Der glatte Abfall der Bruchstufe setzt östlich vom Henckelhof plötzlich aus und in seiner Fortsetzung ragen aus dem jungen Alluviallande zahlreiche niedrige Gneisinseln auf, die zusammen einen in der Richtung des Gebirgsrandes verlaufenden Zug bilden und beim Kleinen Purberg westlich von Komotau wieder an den geschlossenen Gebirgsabfall anschließen. Sie bilden somit die Überreste einer abgesunkenen Randzone. Hinter ihr liegt östlich von Plaßdorf eine niedrige Gneisterrasse und darüber erhebt sich, angefangen von der Gegend östlich von Platz, ein sehr eindrucksvoller, aber nach aufwärts merklich sanfter werdender Steilabfall von etwa 200 m Höhe, an dessen Rand der Lohbach fließt und der von Malkau an durch den randlichen Gebirgsabfall fortgesetzt wird (vgl. Fig. 9). Es wird also der diesen Abfall bedingende Bruch gegen O zum Randbruche. Über dem Steilabfall von Plaßdorf gelangt man vor der Ortschaft Wisset bei C. 671 wieder auf weite ebene Flächen, auf denen weiter gegen O auch Gliedern liegt. Sie steigen ganz allmählich gegen N an, werden dann von der gegen W scharf umbiegenden Schlucht des Höllentales durchschnitten und gehen jenseits derselben in die obere Plateaufläche bei Kríma (727 m) und in die Umgebung der kleinen Basalkuppe des Klinger (754 m) über. Westlich von Wisset aber fällt die Anschwellung des Schweigerberges (816 m), die sich gegen N sanft zu den eben genannten Plateauflächen abdacht, mit einer deutlichen Stufe gegen ebene Flächen um Hohentann und Platz (660—580 m) ab; es vereinigt sich somit dieser Abfall mit dem wesentlich tiefer gelegenen zwischen Wisset und Plaßdorf. Der Abfall des Schweigers ist durch *L a u b e* und *L ö w l* als Bruchstufe, geknüpft an den von Kupferberg her verfolgbaren Bruch, erwiesen worden, der somit hier in tieferes Niveau geraten ist und dabei einen flachen, nach S gerichteten Bogen bildet. Es sinkt also die Oberkante dieser Stufe von 810 m beim Schweiger auf 670 m bei Wisset, die untere gleichzeitig von 660 m bei Hohentann auf 460 m bei Plaßdorf und es wird ihre Höhe nach O wesentlich größer, nicht allmählich, sondern sprunghaft. Da nun die Stufe des Schweigers in der Fortsetzung der von Kupferberg liegt, die von Plaßdorf plötzlich (wie es

scheint, an einem Querbruche) einsetzt und in der Randstufe gegen Komotau sich fortsetzt, so bauen sich hier zwischen Plaßdorf und Wisset zwei Stufen unmittelbar übereinander auf, aber durch einen Knick in etwa 620 m voneinander getrennt; die reifere obere Stufe erhebt sich über einer jüngeren steileren. Nimmt man die zersplitterte Vorzone bei Malkau hinzu, so erhält man ein treppenförmiges Absinken des Gebirges in drei Stufen und es konvergieren alle drei Brüche gegen den Gebirgsrand am Abfall des Kleinen Purberges; zugleich nimmt hier der zweistufige Bau des Gebirgsabfalles sein Ende.

Es treten somit zwischen dem Brunnersdorfer Tale und dem Höllenbache zweimal ebene Flächen im Gebirgsabfall auf, aber in verschiedenem Niveau und durch die nach O sich senkende Stufe des Schweigers getrennt, einmal um Platz und Hohentann in der Fortsetzung der gleich hohen von Tomitschan und Laucha, dann um Wisset und Gliedern, rund 700 m hoch und nach N in die Plateauflächen der Kammregion übergehend; sie sind also nur die abgelenkten südlichen Stücke des großen Plateaus. Auf ihnen liegt auch jenseits des tief eingerissenen oberen Brunnersdorfer Tales der große Ort Sonnenberg (750 m) und es führt hier nördlich der Eisenbahnlinie Kríma—Preßnitz eine neuerliche, nur 100 m hohe Stufe auf die Plateauflächen, aus denen sich die Basaltkuppe des Haßberges erhebt. Ob es sich dabei nur um eine lokal steiler abgelenkte Partie oder um eine nach beiden Seiten sich austönende oberste Bruchstufe handelt, ist nicht zu entscheiden. Jedenfalls geht weiter westlich die Fläche des Reischberges (873 m) mit ganz allmählichem Anstiege in die des Haßberges über.

Das obere Brunnersdorfer Tal ist, wie erwähnt, mit ganz jugendlichen Formen und felsigen Hängen etwa 150 m tief eingeschnitten, aber wieder etwa 30 m unter der oberen Gehängekante beiderseits von breiten Gesimsen begleitet, die mit den ebenen Flächen um Wohlau und Platz als die ihnen zugehörige Erosionsbasis in Verbindung zu bringen sind und an die Periode breiter, seichter und gewunden verlaufender Täler vor der Absenkung der Randzone erinnern. Die Flächen von Wohlau senken sich über die flache Kuppe der Hundskoppe allmählich gegen SO und fallen bei Schönbach mit einer niedrigen Steilstufe gegen den Gebirgsrand ab.

Das weit nach N in das Gebirge eindringende, tiefe und malerische Tal des Assigbaches, das bei Komotau in die Ebene hinaustritt, wird gewöhnlich als Grenze des westlichen und östlichen Erzgebirges angenommen, obwohl es weder geologisch, noch morphologisch verschiedene Glieder trennt. Der Abfall des Gebirges vollzieht sich zu beiden Seiten des Tales in gleicher und höchst einfacher Weise. Die Plateaufflächen, die in seinem Quellgebiete um Sebastiansberg 900 m nicht erreichen, senken sich ganz gleichmäßig und sehr allmählich bis auf etwa 500 m und brechen dann mit einer bloß 100—120 m hohen Stufe ab. Aus dem Gebirgsrande tritt der Kleine Purberg (592 m) etwas deutlicher hervor, wo über einem Sockel von steil aufgerichteten hellen Gneisen der oligozäne Braunkohlensandstein gleichfalls mit Südfällen und bedeckt von sehr festen Quarziten, die die Erhaltung des Sandsteines begünstigt haben, lagert, ein Beweis, daß mit dem Abbruch auch eine Schleppung der Schichten verbunden war. Derselbe Sandstein wird am Fuße des Berges unweit Tschernowitz in nahezu horizontaler Lagerung in großen Brüchen abgebaut, überlagert von weißen Tonen, die der Chamottefabrikation dienen. Vom selben Alter ist auch der weiße dichte Quarzit, der die Erhaltung der isoliert vor dem Gebirgsrande liegenden kleinen Kuppe des Schwarzenberges (410 m) bedingt hat, den überdies ein Basaltgang durchsetzt. Am östlichen Ufer des Assigbaches bildet bei Oberdorf der alttertiäre Ton die niedrige, schotterbedeckte Terrasse des Leimberges (381 m), über der das kristallinische Gebirge nur als eine kaum 100 m hohe und wenig steile Stufe sich erhebt, an deren oberer Kante der Hutberg 510 m erreicht. Vor ihm liegt ohne Zusammenhang mit dem übrigen Gebirge der Katzenhübel (415 m), der wieder aus den oligozänen Sandsteinen, Quarziten und harten Quarzkonglomeraten von etwa 30 m Mächtigkeit mit schwachem SO-Fallen besteht. Über ihnen liegen auf den gegen Komotau gekehrten Gehängen die jüngeren Glieder des Liegenden der Braunkohle, bunte Tone und Alaunschiefer, in vorwiegend ungestörter Lagerung.

Die Straße von Komotau nach Platten führt östlich vom Assigtale über eintönige, schwach wellige Flächen, die durchaus denen der westlichen Talseite entsprechen, aber in gleicher Entfernung vom Gebirgsrande stets etwa 100 m niedriger sind, so daß die Abbiegung der Rumpffläche hier noch unbedeutender

ist; ihr Gefälle beträgt zwischen Platten und der oberen Kante der randlichen Stufe bloß 44 ‰. Auf diesen einförmigen Flächen liegt bei 780 m Höhe die flache Wasserscheide gegen das Flöha-Einzugsgebiet. Von der Kuppe des Beerhübels (914 m) an gegen O ändert sich das Profil des Abfalles. Mäßig steile und stark aufgelöste Gehängestücke senken sich gegen Göttersdorf,²⁴⁾ wo in 600 m Höhe vollkommen ebene, tischartige Flächen sich ausbreiten, die mit einem deutlichen Knick gegen die obere Hangreihe absetzen und südlich von Göttersdorf sogar etwas gegen S ansteigen. Dann senken sie sich ganz allmählich über Hannersdorf und den Bärenstein, nunmehr von kurzen Abdachungstälern stark zerschnitten, und laufen endlich mit etwas stärkerer konvexer Krümmung, aber doch ohne eigentliche Randstufe, bei Görkau und Rothenhaus in das Vorland aus, wo sich flache Schuttkegel über die untertauchenden kristallinen Gesteine legen. Die Gliederung des Abfalles erinnert also hier in einem Streifen von wenig über 3 km Breite an das zweistufige Profil östlich von Kupferberg, doch mit dem Unterschiede, daß hier infolge des Fehlens einer deutlichen Randstufe der Gebirgsrand jeder Schärfe entbehrt und nur durch den Gegensatz der Formen im Kristallinen und in den jungen Aufschüttungen sich verrät (Fig. 10).

Mit dieser Gliederung des Abfalles hängt hier offenbar ein Fall jugendlicher Flußverlegung zusammen: Der vom Beerhübel als einfacher Abdachungsfluß gegen Görkau gerichtete und tief eingeschnittene Töltschbach nimmt bei Uhrissen unter rechtem Winkel den Bieläbach auf, dessen oberstes Laufstück gleichfalls in der Richtung der allgemeinen Abdachung nach SSO verläuft. In seiner Fortsetzung führt eine Talung über Quinau zu einem seichten, kurzen Abdachungstälchen, das über Sperbersdorf den Gebirgsrand erreicht. Vermutlich hat sich am Fuße der oberen, heute reif abgehöschten Stufe ein Flußlauf entwickelt und als dann durch die stärkere Abbiegung dieser Flächen gegenüber den weiter westlich gelegenen der Töltschbach zu verstärktem Einschneiden gezwungen wurde, hat sein subsequenter rechter Nebenfluß den nächstwestlichen Abdachungsfluß erreicht und zu sich herübergezogen.

Dieser zweistufige Bau ist, wie gesagt, nur auf ein sehr schmales Stück beschränkt. Schon das nächste Profil, das aus der Gegend von Ladung über Stolzenhau an den Gebirgsrand

²⁴⁾ Diese erwähnt auch Laube (Geologie des Erzgebirges II, 167), doch zeigt sein Profil Hübladung—Göttersdorf keinen Bruch, so daß es sich vielleicht nur um lokal steiler abgeogene Flächen handelt.

führt, zeigt ebenso wie die westlich von Göttersdorf gelegenen Flächen eine einzige ununterbrochene Abbiegung, die hier mit einer ganz niedrigen randlichen Stufe gegen das Vorland ausläuft.

Einige Unregelmäßigkeiten zeigt noch der Verlauf des Gebirgsrandes in der Gegend südlich von Görkau. Bei Pirken springt er stark gegen N zurück und kehrt dann um den hier gegen den Fuß des Gebirges steil abfallenden Hutberg herum in die frühere Richtung nach SW zurück. Dieser einspringende Winkel fällt mit dem verschiedenen Verhalten des Gebirgsabfalls zusammen, indem von da gegen NO eine Bruchstufe fehlt und die alten Flächen ganz allmählich untertauchen. Der Steilabfall des Hutberges gegen O ist aber offenbar nur durch die Seitenerosion des hier austretenden Paterbaches entstanden.

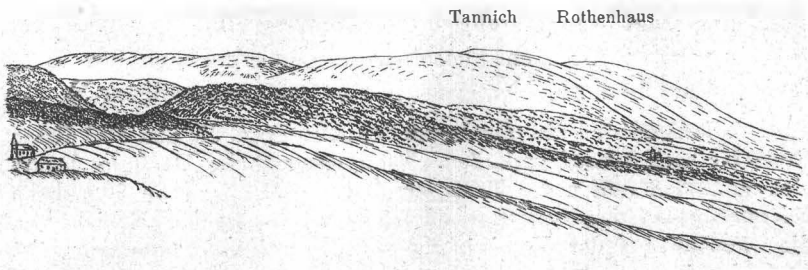


Fig. 12. Blick vom Katzenbühel bei Komotau gegen O.

Gegen NO folgt nun die von L a u b e sogenannte B e r n s t e i n g r u p p e, zweifellos der landschaftlich reizvollste Teil des Erzgebirges mit tiefen, steilwandigen Tälern und imposanten Felspartien, zugleich die einzige Stelle, wo auf einer längeren Strecke sein Abfall trotz der geringeren absoluten Höhen den Eindruck einer geschlossenen Gebirgsmauer macht, indem hier die Höhen des Kammes fast unmittelbar an den Gebirgsrand herantreten, der randliche Abbruch fast bis zum Kamm hinaufgreift und etwa 400 m hohe Steilabfälle gegen das Vorland abstürzen (Fig. 11 und 12). Die flache Wölbung des Kammes erreicht in der blockübersäten Kuppe des Bernsteinberges 920 m. Das Plateau senkt sich nun noch nach SO über den von einem Basaltgang durchsetzten, felsigen, langen Rücken des Tanich (851 m) bis auf etwa 720 m, in der nächstöstlichen Kulisse jenseits des tiefen Seeberger Tales im Johannisberg auf 767 m und bricht dann mit einem fast 400 m hohen und scheinbar einheitlich geböschten, aber doch in etwa 490 m Höhe durch

einen schwachen Knick unterbrochenen Steilabfall gegen den Gebirgsrand ab. Vollkommen einheitlich ist der ungefähr gleich hohe Abfall des Seebergs. Östlich von Schloß Eisenberg aber tritt eine deutliche, ebenflächige Gehängemasse in 460—490 m, rund 200 m über dem Gebirgsrande, auf, die weiter gegen NO ähnlich wiederkehrt. Endlich fällt der Kapuzinerberg (741 m) in einheitlich gekrümmtem, aber doch nach unten immer steiler werdendem Abschwung gegen den Gebirgsfuß ab. Es kehren also in dem ganzen Gebirgsstück zwischen dem Dorftal und dem bei Georgental aus dem Gebirge austretenden Mariental fast überall Knicke oder sogar breite Gesimse in etwa 450—550 m Höhe wieder, die darauf hinweisen, daß auch diese Bruchstufe ähnlich wie die des Wölflingberges bei Lichtenstadt aus zwei wahrscheinlich verschieden alten Stücken sich zusammensetzt, die sich übereinander zu einer aus der Entfernung gesehen geschlossenen Mauer zusammenfügen.

Auffallend sind die gewaltigen Schuttmengen, die den Fuß dieser Stufe bis hoch hinauf verhüllen. Beim Austritt des Dorftales lagert sich zu beiden Seiten des Tales vor den Abfall eine etwa 80 m hohe Terrasse aus grobem Schotter und Kies ohne regelmäßige Schichtung, die offenbar aus der Vereinigung von Schuttkegeln entstanden ist und hier infolge ihrer Unterschneidung durch den Dorfbach steil gegen diesen abfällt, weiter östlich aber schmaler wird und mit der Böschung von Schuttkegelmaterial allmählich in die lehm- und lößbedeckte Ebene ausläuft. Aber darüber hinauf sind die steilen Gehänge von Blockhalden übersät, zu deren Bildung namentlich die überall auftretenden Felspartien von steil aufgerichtetem Gneis beitrugen, dessen Lagerung hier mit den durch die alte Struktur bedingten Verhältnissen nicht übereinstimmt und auf junge Bruchvorgänge hinweist.²⁵⁾ Für die große Jugend dieses Abbruches spricht auch der Umstand, daß die an ihm entwickelten Abdachungstäler sich noch nicht bis hinter die Stufe zurückgeschnitten haben, sondern noch in der Höhe des Kammes, in der Umgebung des Bernsteinberges wurzeln.

Der Steilabfall der Bernsteingruppe fällt mit einer leichten Änderung in der Richtung des Gebirgsrandes gegen NNO zusammen, der ein weiteres Vordringen des Vorlandes gegen N entspricht. Wo der Abfall in seine frühere Richtung zurückkehrt, tritt das Mariental aus dem Gebirge, von dessen Ursprung die kaum merkliche Wasserscheide beim Wachhübel (765 m)

²⁵⁾ Vgl. Laube, Geologie des Erzgebirges II, 172.

auf die Nordabdachung des Gebirges führt. Ihr folgt durch ein zunächst ganz seichtes, von langen Straßendörfern besetztes Tal der Schweinitzbach zur Flöha. Aber schon unterhalb von Katharinenberg sind die Täler fast 300 m tief eingeschnitten und hier überragt die Basaltkuppe des Steindl (836 m) die gegen NW sanft sich abdachenden Plateauflächen. Auffallend ist hier wie auch sonst mehrfach auf der Nordabdachung die Entwicklung großer und breiter, im orographischen Streichen des Gebirges verlaufender, also von der Struktur unabhängiger Längstäler mit sehr reifen Formen, wie das der oberen Flöha und des ihr entgegenfließenden Natschunzbaches, die erst nach Aufnahme des Schweinitzbaches zu einem echten Abdachungsfluß mit nordwestlicher Richtung werden.

In auffallendem Gegensatze zur Gliederung des Abfalles in der Bernsteingruppe steht die des nächstfolgenden Abschnittes bis zum Flößbach. Das in der Kammregion nur mehr 550 m hohe Plateau (Wolkenhübel mit einem Basaltgang 849 m) ist weit nach SO in schwacher Krümmung abgebogen, so daß es in gleicher Entfernung vom Gebirgsrande wie die Kante des Seeberg- und Kapuzinerbergabfalles nur mehr 500 m hoch ist. In diesem Niveau breiten sich z. B. bei der Ortschaft Kreuzweg ebene Flächen aus, die aber nirgends den Charakter ausgedehnter Platten wie im westlichen Erzgebirge annehmen. Über diese Flächen ragt die Granitblockkuppe des Haselsteins nur wenig empor. Dann setzt mit deutlicher Kante der randliche Abfall, über den die Straße nach Johnsdorf in zahlreichen Serpentinien absteigt, etwa 200 m hoch ein und an den scharf gezeichneten Gebirgsrand lehnen sich sofort, von einer dünnen Schuttdecke überkleidet, die Braunkohle führenden Tertiärschichten, die hier wieder, z. B. oberhalb von Oberleutensdorf, steil nach S einfallen.

Derselbe Charakter bleibt nun auch weiter gegen O in der Wieselsteingruppe erhalten, wo die Gneise ein langer, N—S verlaufender Granitporphyrzug durchsetzt, ohne daß aber die Formen des Gebirges irgendwelche Änderung erfahren. Diesem Zuge gehört auch die höchste Anschwellung des Plateaus in diesem Abschnitte, die von riesigen Blöcken gekrönte Kuppe des Wieselsteins (956 m) an, die die im übrigen um 850—900 m sich bewegendenden weiten Plateauflächen nur unbedeutend überragt. Von den Tälern der SO-Abdachung greift

nur das des Flößbaches, das bei Oberleutensdorf den Gebirgsrand erreicht, auf die Nordabdachung des Plateaus hinüber, so daß dieses in der Gegend der Wasserscheide nur auf schmale Brücken zwischen den einander entgegengerichteten jungen Erosionsflächen reduziert ist. Am rechten Gehänge dieses Tales kehrt bei Göhren die Erscheinung der hier in etwa 170 m Höhe über dem Talboden gelegenen Terrassen wieder, während das linke Gehänge steil und ungliedert 300 m hoch von den unterschrittenen Plateauflächen abfällt. Die randliche Stufe ist verschieden hoch, aber niemals bedeutend, 50—100 m, überdies bei Hammer durch kurze Tälchen in einzelne Kuppen aufgelöst. Die darüber ansetzenden wesentlich schwächer geneigten Flächen steigen mit kleinen Wellungen bis zur Plateaufläche bei 750 m Höhe an, so daß hier wieder nur von einer nach unten stärker werdenden Abbiegung gesprochen werden kann, die durch den randlichen Steilabfall abgeschnitten wird. Anders gestaltet sich die Flächengliederung weiter östlich bei Osseg. Zunächst ist in einzelnen Vorkommnissen schon von Johnsdorf an verfolgbar, breiter aber erst beiderseits des Austritts des Tales von Riesenberg und gegen O bis über die Strobnitz hinaus dem Kristallinischen eine Zone des oligozänen Braunkohlensandsteins vorgelagert, der auch auf der Höhe des Plateaus, z. B. unter dem Basalt des Geiersberges bei Lichtenwald vorkommt. Er bildet die isolierte Salesiushöhe (424 m) als ein fester, nahezu weißer, dem zenomanen sehr ähnlicher Quader, dessen Bänke stellenweise (so auch auf dem von einem Riesenblock gebildeten Gipfel dieser Höhe) unter 40° nach SW fallen, ein Beweis für die mit dem Abbruch verbundene Abbiegung der Schichten, die einst die Rumpffläche bedeckten. Unter dem Sandstein fallen auch die Platten des Glimmerschiefergneises entgegen dem sonst herrschenden Nordfallen 50—60° gegen SW, so daß hier Schollen an den Randbrüchen nicht nur abgebrochen, sondern auch abgebogen worden sind. Die ebeneren Flächen treten erst in etwa 620 m Höhe auf, so daß der randliche Steilabfall über 200 m hoch ist. Diese Flächen ziehen über den Drosche- und Spitzberg (640—660 m) zur Plateauhöhe bei Langewiese (900 m) hinauf, wo von allen Seiten seichte Tälchen der Nordabdachung gegen Fley zusammenlaufen. Eine bemerkenswerte Unterbrechung dieses einfachen Profils wurde nur unterhalb des Hohenschußberges, eines vom

Wieselstein gegen SO vorgeschobenen Ausläufers des großen Plateaus, beobachtet. Hier senken sich die alten Flächen wesentlich steiler als sonst bis auf ebene Böden bei Schönbach bei 550 m herab, worauf eine kleine Rückfallskuppe sich einstellt, die dann wieder flach bis zum randlichen, 50—80 m hohen Abbruch sich senkt (Fig. 13). Es ist nicht unwahrscheinlich, daß durch diese Rückknickung der Flächen bei 550 m ein Längsbruch hindurchgeht und die steileren oberen Partien als eine ältere, stark abgetragene Bruchstufe anzusehen sind, an die sich wieder ebenere, dem abgesunkenen Teile des Plateaus entsprechende Flächen anschließen.

Einen neuerlichen hart bis an den Gebirgsrand hinausgeschobenen Vorposten des Plateaus bildet zwischen Osseg und Klostergrab die große Masse der Strobnitz (853 m), so daß hier auf einer 3 km langen Strecke das Profil der Bernsteingruppe wiederkehrt. Die Plateaufläche steigt zwischen dem Riesenberg und Deutzendorfer Tale mäßig an bis zu der von einem kleinen Basaltgang durchsetzten Strobnitzkuppe, die in einem 500 m hohen, sehr eindrucksvollen Steilabfall gegen SO abbricht. Wieder aber erscheint in etwa 600 m ein Knick in diesem Abschwung, der eine flachere obere und eine unter 25° geneigte untere Partie trennt. Mächtige Schutthalden verkleiden auch hier den Fuß des Abfalles, verdecken die vorgelagerten Sandsteine und bilden eine weit in die Ebene hinausreichende, flach geneigte Fußregion (Fig. 14). Es ist also hier die Plateaufläche bis fast an den Gebirgsfuß vorgeschoben und die Bruchstufenfassade noch in größeren Flächen erhalten. Somit bildet diese Strecke eine eigentümliche Unterbrechung zwischen den westlich und östlich davon gelegenen, bis weit herab schwach abgelenkten Flächen, die nun auch im nächsten Gebirgsabschnitt wiederkehren.

Am rechten Ufer des Deutzendorfer Tales reicht die gleichmäßige schwache Absenkung des Plateaus bis fast 600 m herab; die Bruchstufe ist hier immerhin noch 250 m hoch und abermals weist die verworrene Lagerung des Gneises entgegen dem sonst herrschenden Nordfallen der Platten auf abgebrochene Schollen hin.²⁶⁾ Nach O wird nun die Bruchstufe immer niedriger. Die breite Haube des Stürmers (869 m), die von N

²⁶⁾ Laube, Geologie des Erzgebirges II, 191.

her das völlig ebene Plateau kaum merklich überragt und in der Scheitelregion der Gesamtaufwölbung des Gebirges gelegen ist, ist bereits 3 km vom Gebirgsrande entfernt. Steil und ungliedert fallen von ihm die jungen Gehänge in das Niklasberger Tal ab. Zwischen diesem und dem Deutzendorfer Tal ziehen noch vier kurze Abdachungstäler nach SO, so daß die alten Flächen dazwischen nur auf schmale Rippen beschränkt sind. Aber diese ziehen wie mit dem Lineal gezogen geradlinig und mit einer Neigung von bloß 10° von der horizontalen Plateaufläche nach abwärts und sind bei Klostergrab durch eine kaum 50 m hohe Bruchstufe durchschnitten, vor die sich abermals die oligozänen Sandsteine, bei Strahl auch Kreideschichten (Quader und Pläner der Teplitzer Schichten), unter 45° nach S fallend und von Basalt durchbrochen, lehnen. Auch das hier nahe dem Gebirgsrande ausstreichende Braunkohlenflötz zeigt eine diesem parallele Verwerfung.

Das jugendliche Tal von Niklasberg bildet recht genau die Grenze der Gneise gegen den Teplitzer Porphyryzug oder das Bornhauer Gebirge, die abermals keinerlei Änderung des Formenschatzes des Gebirges bedeutet. Unwesentlich ist es auch, daß die Richtung des Gebirgsrandes aus NO nach ONO umschwenkt. Die Gliederung des Abfalles bleibt dieselbe, ja die alten Flächen laufen östlich vom Niklasberger Tal mit gleichmäßiger Neigung bis zum Gebirgsrand aus, so daß von einer Bruchstufe nicht mehr die Rede sein kann. Oberhalb von Strahl drängen kleine Tälchen den Gebirgsrand zurück, so daß ihre steilen Hintergehänge den Eindruck einer Bruchstufe vortäuschen könnten. Erst weiter östlich bei der Tuppelburg stellen sich wieder bis 100 m hohe, steile, trapezartige Fassetten am Gebirgsrande ein.

Allerdings möchte L a u b e ²⁷⁾ auch hier in Störungen der Lagerungsverhältnisse Anzeichen für junge Abrüche und Absenkungen sehen. Er spricht von einer Terrasse, die sich zwischen der Porphyrfelsgruppe des Wolfsteins, Eichwald und dem Eichwalder Bahnhof ausbreite und längs des Klufstreichens, d. i. in nordöstlicher Richtung gegen das Gebirge absetze, und meint in dieser Terrasse eine in dieser Richtung abgesunkene Partie des Gebirges erblicken zu können. Dafür spreche das Auftreten einer Basaltkuppe an der Stelle des anzunehmenden Bruches, Zersplitterungen im Porphyry zwischen

²⁷⁾ a. a. O., S. 207 ff.

dem Gebirgsrand bei Kosten und dem Eichwalder Bahnhof und die (einstmals sichtbaren) Ablösungsflächen mit Harnischen im Eisenbahneinschnitte östlich von Klostergrab, endlich der isoliert im Walde aufragende, steil nach S abstürzende Porphyrfels des Wolfsteins. Nun gehen aber die abgebogenen Flächen fast ohne Knick über den von L a u b e supponierten Bruch hinweg; der Wolfstein ragt aus einem durch junge Erosion entstandenen steilen Hintergehänge hervor. Basalkuppen treten auch sonst mehrfach auf der Höhe des Plateaus ohne Zusammenhang mit langen Bruchlinien auf. Die Druck- und Rutscherscheinungen im Porphyr bei Klostergrab beziehen sich auf die äußerste Randzone des Gebirges, wo ja der Bruch auch morphologisch in Erscheinung tritt. Die von L a u b e erwähnte „Terrasse“ ist also wohl kein abgesunkenes Gebirgsstück, sondern gehört zu den schwach geneigten und abgebogenen Plateauflächen; wo hier steilere Böschungen vorkommen, handelt es sich um die Hintergehänge junger Abdachungstäler und ihrer Seitengraben.

Das Haupttal des Porphyrgebirges ist das am Fuße der ungefähr 900 m hohen Plateauflächen um Zinnwald wurzelnde und stark verästelte Tal von Eichwald oder der „Seegrund“, dessen eigentümlich zickzackförmiger Verlauf von L a u b e auf die Kluffflächen des Porphyrs zurückgeführt wird, obwohl die anderen Täler dieses Gebietes ihn nicht besitzen. Zur Rechten des Tales fallen die eben erwähnten ganz allmählich auslaufenden alten Flächen, die stellenweise, so oberhalb von Eichwald, breite ebene Partien nur etwa 50 m über dem Tale bilden, mit einer nur ungefähr ebenso hohen Bruchstufe ab. Reicher ist die Gliederung zur Linken des Tales (Fig. 15). Von der Zinnwalder Höhe (873 m) senken sich wenig gegliederte Flächen abwärts zum Nesselberg (776 m), Brandstein (696 m) und Hüttenberg (711 m), die zweifellos der abgebogenen Rumpffläche angehören. In etwa 600 m Höhe stellen sich fast horizontale Flächen ein, die von kleinen Rückfallskuppen (Judenberg 637 m) überragt werden, wahrscheinlich ehemalige Unebenheiten der Rumpffläche. Zur Ausbildung einer ausgedehnteren ebenen Platte kommt es nicht. Dann senken sich die Flächen wieder allmählich abwärts und werden endlich von einer steil abfallenden, 80—100 m hohen Bruchstufe unvermittelt durchschnitten. Diese bildet von Eichwald gegen O bis Graupen einen sehr auffälligen Zug am Gebirgsrande mit trapezförmigen Fassettenflächen gegen S und ebener Oberfläche, den Soldatenberg (472 m), Mühlberg, Dreihunkner Hübel, Rumpelberg bei Judendorf u. a. Als eine unterste ab-

gesunkene Scholle springen bei Pihanken zwei isolierte, 50 m hohe Porphyryklötze, durch Erosion zerschnitten, aus dem Gebirgsrande hervor, wo nun wieder mehrfach, so bei Judendorf, Rosental und Maria-Schein unweit Graupen, zenomaner Quade und turoner Pläner mit steil nach S fallenden Schichten sich an den Gebirgsrand lehnen und dann unter den tertiären Tonen und den jüngsten Bildungen untertauchen. Die älteren Glieder der Braunkohlenformation werden bei Maria-Schein in der hier dem Gebirgsrande stark genäherten Muldenachse erst in 150 m Tiefe erreicht.²⁸⁾

In der Nähe von Graupen verschmälert sich die Abfallsregion wieder auf bloß 3 km Breite. Aus dem rund 750 m hohen Plateau, auf dem der Müglitz- und Gottleubabach in seichten Tälern die nördliche Abdachung zu durchschneiden beginnen und dem weiter gegen N eine Reihe sehr auffälliger Basalkuppen (Geisingberg bei Altenberg, Spitzberg bei Schönwald u. a.) aufgesetzt sind, ragt hart am Abfall die deutliche Landmarke des Mückenbergs (806 m) hervor. Der Abfall gegen S ist hier so sehr durch steile, oft schluchtartige Tälchen zergliedert, daß größere Flächen nicht mehr erhalten sind. Im Profil westlich vom Mückenberg vollzieht sich der Abfall noch ähnlich wie bei Eichwald in konvexer Abbiegung mit mehreren Kuppen bis zu ebenen Flächen bei K. 420 m (westlich von Graupen), worauf dann die randliche Bruchstufe einsetzt. Östlich vom Mückenberg (vgl. Fig. 16) ist die Plateaufläche bis zum Königsberg (776 m) konvex abgebogen, worauf dann ein steiler Abfall bis zu einer hier wesentlich breiteren, aber kuppigen und welligen Fläche in 420—450 m Höhe geschieht. Diese setzt sich nun am Gebirgsabfall weiter nach O fort, zwei nahezu gleich steile Abfälle voneinander trennend. In ihr liegt östlich von Graupen der sogenannte Galgenberg (425 m), weiter östlich unterhalb des den Plateaurand bildenden Schauplatz (792 m) der Ameisenbühel (508 m), der Stradnerberg (495 m) und die Schanderhöhe (557 m). Wir haben es also auf dieser Strecke wieder mit einem deutlich zweistufigen Abfalle zu tun, indem

²⁸⁾ In dieser Gegend ist das vorgelagerte Tertiärbecken auf bloß $1\frac{1}{2}$ km Breite reduziert und ist durch den nur schwach verhüllten Porphyryzug in einen westlichen und östlichen Teil zerlegt. (Vgl. Laube, a. a. O. II, 209.)

von dem 750—800 m hohen Plateaurande zuerst schwach, dann stärker konvex gekrümmte Flächen mit zunehmender Steilheit sich zu welligen, oft aber auch nur als schmale Leisten entwickelten Terrassenflächen herabsenken, die von 420 m gegen O bis auf 500 m ansteigen, an denen dann die etwa 150 m hohe Bruchstufe einsetzt. Diese Flächen, ein Seitenstück zu den wesentlich breiteren Platten des westlichen Erzgebirges, trennen also auch hier eine reifere, stärker abgeböschte und eine steilere, jugendlichere Hangreihe voneinander. Eine unterste Wiesenterrasse knüpft sich in wenig über 300 m Höhe an die auch hier dem Gebirge angelagerten Kreideschichten und die sie durchsetzenden zahlreichen kleinen Basaltgänge, die bereits dem nahen Mittelgebirge angehören, endlich an die ineinander verfließenden jungen Schuttkegel.²⁹⁾

Östlich vom Schauplatze tritt wieder die eigentümliche hackenförmige Umbiegung im Oberlauf der kleinen Abdachungstäler auf. Das Sernitz- und noch mehr das Tellnitzer Tal wenden sich im Oberlaufe rein nach W, so daß die bisherige Gliederung des Abfalles verloren geht, da die alten Flächenstücke fast gänzlich durch die junge Erosion zerstört sind. Außerdem wird durch die linken Gehänge dieser oberen Talstrecken auch der konvexe Scheitel der Plateaufläche immer mehr zurückgedrängt und es treten entgegen der sonstigen Regel nordwärts sich abdachende Plateaustücke (z. B. bei K. 759 m unweit Streckenwald) mit scharfer Kante unmittelbar an die steilen, jungen Hintergehänge heran.

Bei Tellnitz verliert der Gebirgsabfall an Schärfe, indem sich hier die Kreidescholle der Steinwand vor das kristallinische Gebirge legt.³⁰⁾ Die Schichtflächen des unterturonen (sogenannten Labiatus-) Quaders bilden die Plateauflächen bei der Straßengabel unterhalb der Nollendorfer Höhe. Sie fallen, durch große Steinbrüche aufgeschlossen, in senkrechten, etwa 30 m

²⁹⁾ Für die Deutung auch der oberen Hangreihe als Bruchstufe spricht der Umstand, daß nach Laubé (II, 237) bis hinauf auf den Kamm im Gneis steil nach S fallende Schleppung der Platten entgegen dem sonst herrschenden Nordfallen als lokale Störungen des Gebirgsbaues auftreten, so besonders deutlich beiderseits von Graupen.

³⁰⁾ Vgl. Seemann, Erläuterungen zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges, Bl. XIII, Gartitz-Tellnitz, 1914.

hohen Wänden ab, die sich scharf von den sanften Linien des Gneisgebirges abheben (vgl. Fig. 17). An sie schließt sich ein sanfter, geböschtes Gelände, eigentlich vorwiegend nur ein großer flacher Schuttkegel, gebildet von den Sturzblöcken des Quaders, unter denen aber der oberturone Pläner (Bakulitenmergel) zutage tritt. Durch diesen Kegel sind die Erzgebirgsbäche zur Seite gedrängt, und zwischen ihm und den von N heranreichenden Tuffen und Basalten des Mittelgebirges hat sich in 400 m Höhe eine neue Wasserscheide gebildet, von der der Eulauer Bach als Randfluß am Fuße des Gebirges durch einen breiten Talboden, aber mit raschem Gefälle nach NO zur Elbe fließt. Das Streichen der Quaderbänke ist N—S, das Einfallen ganz schwach gegen W gerichtet. Es bildet also die Steinwand im Gegensatze zu den sonst am Fuße des Erzgebirges auftretenden Kreideschollen mit steiler Schichtneigung gegen S einen an Brüchen teilweise abgesunkenen Horst, der durch unter stumpfen Winkeln zusammenlaufende Bruchlinien gegen die noch tiefer abgesunkene Plänerscholle begrenzt ist, selbst aber durch Brüche mit einer Sprunghöhe von 200 bis 250 m gegen den Gneis absetzt, während auf der Höhe des Plateaus nördlich von Nollendorf und am Schönwalder Spitzberg Kreideschichten in nahezu horizontaler Lagerung den Gneis überlagern.

Die Oberfläche der Quaderscholle der Steinwand liegt bei 530 m, also ungefähr im Niveau der Terrasse von Graupen—Telnitz, die ja gegen O ansteigt. Von ihr wölbt sich das Gneisgebirge schwach konvex zur Nollendorfer Höhe (701 m) auf, womit die Höhe des Plateaus erreicht ist, aus dem der Kleiber (722 m) mit einer kleinen Basaltkuppe etwas deutlicher hervortritt. Es entspricht also der Abfall der Steinwand der randlichen Bruchstufe und ist durch dieselben Bewegungen entstanden. Nordöstlich von Kninitz sind nur mehr die oberturonen Bakulitenmergel dem Gebirgsrande angelagert, so daß er wieder schärfer hervortritt. Der Abfall ist aber einfacher gestaltet, indem eine schwächere Wölbung an einem Knick in etwa 550 m Höhe durch einen Steilabfall abgelöst wird. Kreidemergel bilden an seinem Fuße die sanften, von Wiesen bedeckten Böschungen bis zum Eulauer Bach.

Damit sind wir in die Grenzregion gegen das Elbesandsteingebirge gelangt, durch die die alte Straße des sogenannten

Nollendorfer Passes über Peterswalde nach N führt. Die Höhe des Plateaus nimmt nun rasch ab, indem es am linken Ufer des Nollendorfer Tales nur mehr wenig über 600 m erreicht; es bildet die ebenen Flächen des Wagner- und Grundbergs (638 m), die etwa 250 m hoch gegen Königswald nach SO abbrechen, und endlich die letzten Gneisflächen um Tissa (594 m). Dann taucht der Gneis unter den Quadern der Tissaer Wände unter, ist unter den südlichen Abstürzen derselben beim Rabenhaus, gleichfalls in steilen Abbrüchen, noch bis zu 400 m Höhe verfolgbar und von dem Quader durch eine breite Leiste getrennt, die durch das Zurückweichen der Wand entstanden ist, also die sich nach O senkende Auflagerungsfläche bedeutet. Dann verschwindet der Gneis nahe der Basaltkuppe des Kahlen Bergs unter den von den Wänden herabziehenden Quader- und Basaltblockhalden. Die tischebene Oberfläche der Tissaer Wände, aus Bakulitenmergeln über den Labiatusquadern bestehend, senkt sich von K. 614 m an ihrem SW-Rande ganz allmählich sowohl nach NW als nach N₀ und wird von der nach denselben Richtungen geneigten Tafel des Hohen Schneebergs (721 m) überragt, die dem höheren Horizont des Brogniartiquaders angehört, über dem noch die abgetragenen 300 m mächtigen obersten Kreidehorizonte zu ergänzen sind.

Es fragt sich nun noch, in welcher Weise die Plateauflächen des östlichsten Teiles des Erzgebirges mit denen des Elbesandsteingebirges in Verbindung zu bringen sind (Fig. 18). Am Westfuße der Tissaer Wände und links über dem tief eingeschnittenen Tissaer Bach bildet der Gneis noch eine deutliche Terrasse in 530 m Höhe. Sie bedeutet ebenso wie das oben erwähnte Gesimse die Auflagerungsfläche der Kreide über dem Gneis, von welcher ihre Stufe seit der Tiefenerosion des Tissaer Baches zurückgewandert ist. Die Neigung, mit der der Gneis gegen O untertaucht, gegen W über den Tissaer Bach fortgesetzt, führt auf das Plateau des Hoferbergs (588 m) und des Wagnerbergs, nicht aber auf das des Kleibers (722 m). Dieses verbindet sich vielmehr über das tiefer gelegene Gebiet um Tissa hinweg mit der Kreidetafel von Schneeberg.³¹⁾ Es scheinen sich also die beiden Flächen unter einem sehr spitzen

³¹⁾ Es würde sich empfehlen, auch in Lehrbüchern diese Senke zwischen den höheren Plateaus des Erzgebirges und des Elbesandsteingebirges als Grenze dieser Gebirge anzugeben, der auch eine deutliche Tiefenlinie am Fuße der

Winkel zu verschneiden. Der tiefer gelegene Raum zwischen dem Kleiber und der Oberfläche der Tissaer Wände entspricht der bloßgelegten Kreideunterlage, die gegen O immer steiler absinkt und gegen W in die Luft hinausgeht. Das Plateau von Schneeberg ist also die Fortsetzung der Flächen oberhalb Nollendorf, daher deren Bildung jünger als die Kreide; sie sind nicht bloß die wiederaufgedeckte präzenomane Rumpffläche, sondern eine jüngere und selbständige Abtragungsfäche.³²⁾

Nach S brechen die Kreideschichten ebenso wie der Gneis zunächst steil ab zu den die Talsohle erfüllenden jüngeren Mergeln. Hier sind Kreide und Gneis noch vom Bruche betroffen. Erst weiter gegen O ist die Abbiegung unter steilem Winkel deutlich zu sehen. Dort erst beginnt die bekannte Flexur am Südrande des Elbesandsteingebirges, mit der die Kreide unter die tertiären Bildungen des Mittelgebirges untertaucht. Es geht aus dem Bruchrande des Gneisgebirges der Flexurrand des Quadertafellandes hervor.

Zurückblickend auf die Mannigfaltigkeit der Einzelerscheinungen und die Vielgestaltigkeit der 130 km langen Südabdachung des Erzgebirges lassen sich in dieser fünf verschiedene Typen der Gliederung unterscheiden, denen allen eine nach beiden Seiten sehr schwach konvexe Wölbung der Scheitelregion und die sanfte Nordabdachung gemeinsam ist:

1. Von den Plateauflächen des Kammes dacht sich das Gebirge mit steilerer Neigung als auf der Nordseite in nach abwärts etwas stärker werdender Krümmung, aber doch einheitlich, höchstens durch kleinere Wellungen unterbrochen gegen

Wände folgt, und nicht den 5 km weiter westlich gelegenen sogenannten Nollendorfer Paß, der gar kein Paß ist, aber auch kein Sattel, sondern dessen Straße über die hier noch 700 m hohe Aufwölbung des Erzgebirges hinüberführt.

³²⁾ Diese Deutung des Zusammenhanges ist bereits mehrfach gegeben worden, so von Staff und Rasmus (Geologische Rundschau II, 1911, S. 378) und in dem Exkursionsbericht von E. Nowak (Sitzungsbericht „Lotos“ 1915, 33) nach der Annahme von A. Grund. Doch wird hier der Zusammenhang mit der Tafel des Hohen Schneebergs gesucht. Das Profil Fig. 18 zeigt, daß es vorzuziehen ist, in der um zirka 100 m tieferen Tafel der Tissaer Wände, die ebenso wie das ganze Plateau des östlichen Erzgebirges schwach gegen O sich senkt, die alttertiäre Rumpffläche zu sehen und den Hohen Schneeberg als darüber aufragenden Erosionsrestberg zu betrachten.

SO ab und tönt sich ohne jede Bruchstufe in das Vorland aus. Dieser einfachste Fall kommt nur auf kurzen Strecken am Westende des Gebirges im sogenannten Leibitschkamm, ferner bei Görkau und östlich von Klostergrab vor, auf insgesamt etwa 10 km Länge. Die mittlere Neigung beträgt dabei etwa 10° .

2. Diese einheitliche konvexe Krümmung wird am Gebirgsrande durch eine junge, flächenhaft erhaltene Bruchstufe abgeschnitten, deren Höhe zwischen 50 und 250 m schwankt. Dieser Typus ist weit verbreitet; er kommt westlich vom Zwodauer Tal, beiderseits von Komotau, bei Stolzenhau, zwischen Georgental und Oberleutensdorf, westlich von Osseg und auf einer längeren Strecke zwischen Osseg und Eichwald, endlich am Ostende des Gebirges auf insgesamt über 40 km vor. Er geht über in den selteneren Fall,

3. daß die konvexe Wölbung des Kammes bis nahe an den Gebirgsrand herantritt, die Bruchstufe bis in die Kammregion eingreift und mehrere hundert Meter hoch als eindrucksvolle Gebirgsmauer abfällt, die aber doch durch einen Gefällsknick in zwei Stücke zerlegt wird. Dies ist der Fall zwischen Voigtsgrün und Lichtenstadt, im Bernsteingebirge und an der Strobnitz auf insgesamt 15 km.

4. Es läuft die konvexe Abbiegung des Kammes auf ebenere Flächen aus, die dann von einer meist nur niedrigen Bruchstufe durchschnitten werden. Das gilt von der 20 km langen Strecke zwischen dem Salmtal und Pürstein.

5. Es schalten sich diese ebenen Flächen als eine mehrere Kilometer breite Platte oder auch nur als eine schmale terrassenähnliche Fläche mit deutlichem Fuß zwischen eine obere und eine untere Hangreihe ein, von denen die obere reife, die untere junge Formen trägt. In breiter Entwicklung erscheint diese Zwischenstufe auf den Strecken Zwodautal—Voigtsgrün und Pürstein—Deutsch-Kralup, als schmale Terrasse in einem kurzen Stück bei Oberleutensdorf und in der Gegend von Graupen, auf insgesamt 45 km Länge. Eine Kombination von 1 und 5 ergibt sich bei Görkau, wo zwar die obere Hangreihe, aber nicht die untere Stufe entwickelt ist und die ebene Platte allmählich nach dem Gebirgsrande hin abgebogen ist.

Die einzelnen Typen sind entweder voneinander deutlich getrennt, wie z. B. der zweistufige Bau westlich vom Rohlauer Tal von dem nahezu einheitlichen hohen Abfall des Wölfling-

berges, oder gehen ineinander ohne scharfe Grenze über. So erniedrigt sich der Steilabfall der Bernsteingruppe gegen O allmählich; die zweistufige Gliederung bei Graupen geht aus der einfacheren bei Eichwald nahezu unmerklich hervor.

Was die Deutung der im Abfall vorkommenden Formenelemente anbelangt, so bietet der randliche Steilabfall die geringsten Schwierigkeiten. Daß es sich dabei um eine verhältnismäßig junge Bruchstufe handelt, beweist sowohl der geologische Befund, nämlich das Vorkommen von sedimentären Schollen in stark gestörter Lagerung und das abnorme Verhalten der kristallinen Gesteine am Gebirgsrande, als auch ihr morphologischer Erhaltungszustand, die durch Verwitterung und Kriechbewegungen noch wenig abgöschte, noch ziemlich scharfe obere Kante, die steile Neigung der Bruchfassetten und die trotz der seither wirksamen konsequenten Erosion noch deutlich erkennbare flächenhafte Entwicklung. Die verschiedene Höhe der Bruchstufe bei ungefähr gleicher Höhe ihres Fußes erklärt sich einfach daraus, daß Flächen von verschieden starker Neigung von demselben Bruch durchschnitten werden, nur in geringerem Maße dadurch, daß der Bruch verschieden weit nach aufwärts in die abgebogenen Flächen eingegriffen hat. Käme diesem Umstande größere Bedeutung zu (worauf z. B. Braun besonderes Gewicht legt), so müßte offenbar bei gleich bleibender Neigung der Bruchfläche und der zerbrochenen Fläche der Gebirgsrand in zahlreichen ein- und ausspringenden Winkeln und der Abfall in vor- und zurücktretenden Kulissen verlaufen. In Wirklichkeit aber zieht er in ganz schwach gekrümmten Bogen dahin, wie das bei allen längeren Brüchen der Fall ist, und es fallen die Wendepunkte der Bogen nicht mit Änderungen der Bruchstufenhöhe oder überhaupt des Charakters des Abfalls zusammen. Übrigens ist der Erhaltungszustand dieser Bruchstufe nicht überall der gleiche. Besonders scharf ausgeprägt ist ihr Abfall bei Lichtenstadt, so daß der Gedanke an eine jugendliche Erneuerung des Abbruches nahe liegt, der durch das vorgelegerte, allseits von Höhen aus Basalt und Granit umschlossene Becken noch an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Man kann also, Einzelfälle ausgenommen, die untere Stufe als im Stadium beginnender Reife befindlich („frühreif“ nach dem häßlichen Ausdruck vieler jüngerer Morphologen) bezeichnen.

Weniger sicher ist die Deutung der oberen Hangreihe, die von den Plateauhöhen auf die Zwischenstufe sich herabsenkt. Für das Stück zwischen Kupferberg und Plaßdorf ist das Vorhandensein eines Bruches an ihrem Fuße durch Löwl und Laube erwiesen, so daß hier der Schluß auf das Vorhandensein einer oberen Bruchstufe berechtigt ist. Zugleich weist ihr Erhaltungszustand auf ein höheres Alter hin. Die obere Kante ist stark verwischt und konvex abgebösch, die Neigung ist meist recht unbedeutend (höchstens 15°). Immerhin sind auch hier noch Flächenstücke zwischen den der jungen Erosion angehörenden Böschungen vorhanden, so daß man von einer im Stadium vorgeschrittener Reife befindlichen Stufe sprechen kann. Gleiches gilt von den Verhältnissen bei Graupen, wo Bruchformen bis zur Kammhöhe nachgewiesen sind. Weniger überzeugend ist dieser Schluß in den anderen Fällen. Zwischen Zwodau- und Rohlautal liegt diese Hangreihe im Granit der Eibenstocker Masse, wo der geologische Nachweis eines Bruches zumal bei der Bedeckung mit mächtigem Verwitterungslehm und im dichten Waldkleid kaum je gelingen kann. Nur die völlige Analogie der Formen mit denen der weiter östlich auftretenden Hangreihe führt auch hier zur Annahme einer durch einen älteren Bruch bestimmten Stufe. Bei Göttersdorf und Schönbach liegen die gleichgearteten Hänge im Gneis, wo der geologische Nachweis eines Bruches bisher nicht erbracht ist. Es kann sich also hier ebensogut um eine lokal stärker abgebogene Partie der alten Rumpffläche handeln.

Zweifellos gilt dies aber von den weitverbreiteten, mit zunehmender Konvexität nach abwärts gekrümmten Flächen. Namentlich der Umstand, daß auch hier zwischen den Gehängen der jungen Abdachungstäler noch zumeist breite Flächen von gleichmäßiger Neigung vorhanden sind, die sich scharf von jenen abgrenzen lassen, läßt die Annahme einer sehr stark abgetragenen und zurückgewichenen, also stark gealterten Bruchfläche als kaum diskutabel erscheinen. Eine so stark abgeböschte Bruchstufe müßte durch die mit der Erosion der Abdachungsflüsse verbundenen Prozesse bereits so völlig verändert worden, ihre Zertalung so vorgeschritten sein, daß größere Stücke der ursprünglichen Bruchfläche nicht mehr erhalten sein könnten. Auch könnte ihre Krümmung nach abwärts nicht in einheitlicher Bogenlinie aus den schwach ge-

wölbten Flächen der Kammregion hervorgehen. Ich sehe daher in diesen Flächen mehr oder weniger stark flexurartig abgebogene Stücke der alten Rumpffläche; der Südabfall des Erzgebirges ist in ihrem Bereich durch Flexur, nicht durch Bruch bedingt.

Was endlich die zwischen die obere und die untere Stufe eingeschalteten Platten oder Terrassenflächen anbelangt, so sind sie offenbar nichts anderes als die um verschiedene Beträge abgesenkten oder abgebrochenen Stücke derselben Rumpffläche. Dafür spricht ihre völlige Unabhängigkeit sowohl vom Gesteinscharakter als vom Verlaufe der sie in seichten Tälern durchmessenden Flüsse, das Fehlen von Flußablagerungen auf diesen Flächen, endlich ihre wellige Oberfläche, die sie mit den hochgehobenen oder hoch gebliebenen Teilen der Rumpffläche in der Kammregion gemeinsam hat.

Die Deutung der Einzelemente im Südabfall des Erzgebirges läßt nun auch die Reihenfolge der Vorgänge erkennen, die zu ihrer Verknüpfung geführt und dadurch die Vielgestaltigkeit des gesamten Bildes bedingt haben. Gehen wir von dem einfachsten Falle der ungleichseitigen Abdachung des Gebirges aus (Typus 1), so werden wir sie durch eine asymmetrische Aufwölbung der alten Rumpffläche erklären können, der eine Einbiegung des davor gelegenen Landes, also des heutigen Egertales entspricht.³³⁾ Wird diese Aufwölbung so weit getrieben, daß in dem stärker gewölbten Schenkel scherende Kräfte auftreten, so wird sich an der Stelle der stärksten Krümmung, d. i. in der Gegend des Wendepunktes von Aufwölbung und Einbiegung, ein Bruch einstellen, an dem eine randliche Scholle absinkt. Das wäre der Fall beim Typus 2. Da wir aber die Trennung einer oberen und unteren Hangreihe beim Typus 5 als mit einem Altersunterschied verbunden erkannt haben, so müssen wir von einer ersten A u f r i c h t u n g des Gebirges ausgehen, die in den zweistufig gebauten Teilen des Abfalls von den Erscheinungen am Gebirgsrande sich deutlich trennen läßt. Offenbar vollzog sich auch

³³⁾ Ich vermeide den in der letzten Zeit (so auch von Braun) mehrfach gebrauchten Ausdruck „Einwölbung“, worunter in der Baukunst doch ein ganz anderer Vorgang verstanden wird und der also kein Gegenstück zur „Aufwölbung“ bedeutet.

diese erste Aufwölbung entweder mit oder ohne Bruchbildung am damaligen Südrande. Es wurden Teile der alten Rumpffläche entweder einfach nach S abgebogen oder an Brüchen abgesenkt (Längsbruch Kupferberg—Plaßdorf), so daß sie am Fuße der Bruchlinie als ebene oder schwach wellige, ganz wenig gegen S geneigte Flächen sich ausbreiteten. Das Ausmaß dieser ersten Aufwölbung betrug, nach der Höhendifferenz zwischen der heutigen Kammhöhe und der Höhe der abgesenkten ebenen Platten zu schließen, im Maximum etwa 600 m, zumeist aber nur 300—400 m. Am Südfuße der Aufwölbung breiteten sich die ebenen Flächen über das Bereich des heutigen Egergrabens offenbar in ähnlicher Weise aus wie heute die welligen Granitflächen in der Gegend von Rohlau, die die Verbindung zwischen dem Eibenstocker und dem Karlsbader Granit aufrecht halten. Da gleichzeitig auch die Masse des Kaiserwaldes eine ähnliche asymmetrische Aufwölbung erfahren haben dürfte, war der Raum für die Aufnahme von Süßwasserablagerungen schärfer begrenzt als bisher und es kam unter gleichzeitiger und andauernder Senkung zwischen den beiden Wölbungszonen allüberall zur Ablagerung der Braunkohlenformation in ursprünglich muldenförmiger Lagerung. In dieser Zeit flossen neu entstandene Abdachungsflüsse über die nach S gekehrten Abbiegungs- oder Abbruchsformen und hier tiefer einschneidend, die in dem die Mulde erfüllenden See ihre Erosionsbasis erreichten. Nach teilweiser Trockenlegung desselben und Zergliederung in einzelne Becken konnte es zur Ausbildung einer Sammelader zwischen den einander zugekehrten Schollen kommen. Dem geringen Ausmaß der Hebung entsprechend muß die Arbeit der Flüsse bald zur Bildung reifer Talformen mit ziemlich breiten Talböden und flachen Gehängen geführt haben. Diese treten uns heute in den in zahlreichen Tälern nachgewiesenen hochgelegenen Terrassen entgegen, die stets nur auf die oberhalb der unteren Stufe gelegenen Talstrecken beschränkt sind und sich dem Niveau der Zwischenflächen asymptotisch anschließen. Gleichzeitig mit der Schaffung dieser reifen Talformen geschah wahrscheinlich auch die Bildung lokaler Verebnungsflächen durch diese Flüsse und den Hauptfluß im Vorland, wie z. B. der Falkenauer und Chodauer Hochebene, die über die muldenförmig gelagerten Beckenschichten und ihre kristallinische Unterlage hinwegzieht. Ähnliche Flä-

chen sind wahrscheinlich auch in den schwach zertalten Hügellandschaften bei Komotau und Teplitz vorhanden, von wo ihre nähere Untersuchung noch aussteht.

Die Erscheinung der jungen Bruchformen am heutigen Gebirgsrand und der jungen Brüche in den Beckenschichten aber beweist, daß dieser Zeit ruhiger Ausbildung eine Periode neuerlicher tektonischer Bewegungen gefolgt ist. Auch diese bestanden wahrscheinlich zunächst in einer neuerlichen und gleichfalls asymmetrischen Aufwölbung; dafür spricht namentlich die Tatsache, daß die Täler der Nordabdachung bis kurz vor den Talanfang Verjüngungserscheinungen zeigen, wie gleichfalls Braun bemerkt hat. Dort, wo nur eine einfache Aufwölbung vorhanden war, mag sie nun verstärkt worden sein. Im übrigen aber kam es fast überall zum Absinken der randlichen Teile der Aufwölbung an einer zusammenhängenden Bruchlinie und damit zur Bildung der unteren Bruchstufe von verschiedener Höhe, die nun von den verjüngten Flüssen ebenso zerschnitten wurde wie die obere. Neue Abdachungsflüsse entstanden auf den Bruchflächen und haben sich durch diese oft schon bis nahe an die Kammhöhe zurückgeschnitten. Die Eroberung von Flächen der Nordabdachung durch die unter günstigeren Verhältnissen arbeitenden Flüsse der Südseite schritt weiter; hatte doch hier das Gebirge einen relativen Höhenzuwachs durch die randlichen Abbrüche von 100—200 m erfahren. Bei diesen tektonischen Vorgängen wurden auch einzelne Schollen etwas schräg gestellt, wie die inverse, nach N gerichtete Neigung der Platte von Heinrichsgrün beweist.

Bisher wurden jene Stellen der Abfallsregion nicht berücksichtigt, wo steil abgebogene Flächen durch einen Gehängeknick von jungen Bruchformen getrennt sind, die Plateaufläche bis hart an den Abfall gerückt und dieser scheinbar einheitlich 400—500 m hoch ist (Typus 3). Es kann sich dabei nicht nur, wie Braun meint, darum handeln, daß der Abbruch bis in die Kammregion eingreift und die ebene Zwischenplatte völlig versenkt wurde. Denn nicht die größere Entfernung der Oberkante der Bruchstufe vom Gebirgsrande ist für diese hohen Abfälle charakteristisch, sondern daß in gleichem Abstände vom Gebirgsrande hier so wesentlich größere Höhen vorkommen als in den Abschnitten mit zweistufigem Bau oder einfacher Abbiegung. Bei Neudek überragt, wie bereits erwähnt, der

Bäringer-, Wölfling- und Trausnitzberg die gleichweit vom Gebirgsrande entfernten ebenen Flächen um 300 m, bei Eisenberg der Tanich die geneigten Flächen bei Stolzenhau um 200 m. Würde es sich bloß um ein verschieden hohes Hinaufgreifen des Randbruches handeln, so hätten hier einspringende Winkel am Gebirgsrande entstehen müssen. Es kann aber auch nicht eine einheitliche, nach oben allmählich stärker abgeböschte Bruchstufe vorliegen. Dagegen spricht das Auftreten eines deutlichen, auch bei ganz benachbarten Stücken in verschiedener Höhe gelegenen Knickes, der sich stellenweise, so im Bernsteingebirge oberhalb von Eisenberg zu stattlichen Gesimsen verbreitert, die ungefähr in der Höhe auftreten, in der sich anderswo die Zwischenflächen einstellen, und es stellen diese Gesimse einen vermittelnden Fall dar zu dem Auftreten breiterer Terrassen, wie z. B. bei Graupen, von denen wieder Übergänge zu den breiten Platten führen. Es besitzen also auch die hohen Abfälle zweistufigen Bau und sind aller Wahrscheinlichkeit nach durch die Übereinanderlagerung von zwei verschieden alten und daher verschieden stark abgetragenen Bruchstufen entstanden,⁸⁴⁾ wie dies für die Gegend bei Platz und Plaßberg direkt geologisch erweisbar ist. Dann aber entsteht die Frage, wie das unmittelbare Aneinandergrenzen so grundverschiedener Formen des Abfalles in den erwähnten Fällen mechanisch zu erklären ist. Jedenfalls muß dabei die Aufwölbung weit über die Scheitelfläche des Kammes nach S gereicht haben, so daß dieser hart an den Gebirgsrand gerückt wurde. Es ist der Fall denkbar, daß es die neuerliche Aufwölbung war, die auch die bereits von früher her abgebogenen Flächen und die damals randlichen Platten ergriffen und abermals verbogen hat, worauf die zuweit getriebene Spannung zum Bruch führte, so daß Spuren der Zwischenflächen in den Knicken und Leisten zurückblieben. Aber abgesehen davon, daß ein solcher Vorgang mechanisch schwer vorstellbar ist, könnten die Knicke in ganz benachbarten Stücken nicht so verschieden hoch sein (im Bernsteingebirge 450—550 m) und vor allem hätten auch die Talböden der ersten Phase bis zur

⁸⁴⁾ Auf der morphologischen Karte (Tafel XII und XIII) wurde diese Unterscheidung nicht durchgeführt, da der gesamte Abfall sich als scheinbar einheitlich präsentiert und ein höherer Bruch hier noch nicht nachweisbar, überhaupt die ganze Erklärung hypothetisch ist.

neuen Kammhöhe mit aufgewölbt worden sein müssen. Daraus folgt, daß die auffälligen Unterschiede in der Gestaltung des Abfalles bereits auf die erste tektonische Phase zurückgehen. Schon damals verhielten sich benachbarte Schollen verschieden, indem einzelne Stücke teils verschieden stark aufgewölbt, teils in verschiedener Entfernung vom Scheitel der Aufwölbung von Brüchen betroffen wurden, so daß damals einspringende Winkel am Gebirgsrand auftraten. Die zweite tektonische Phase hat sich aber, wie es scheint, überall ziemlich gleichartig geäußert und den randlichen Abbruch in den von früher her verschieden gebauten Stücken gleichmäßig erzeugt, wobei die verschiedene Höhe desselben durch das verschiedene Ausmaß der von früher her bestehenden Abbiegungen und Abbrüche bestimmt wurde. Daß mit diesem jungen Abbruch immerhin auch eine neuerliche gesamte Aufwölbung verbunden war, scheinen auch die gegen S schwach ansteigenden Terrassen am linken Gehänge des Rohlauer Baches anzuzeigen. Hingegen mag das Ansteigen der Terrassenflächen bei Graupen nach O hin auf eine verschieden starke neuerliche Aufwölbung oder auf nach O zunehmende Senkung der Randgebiete zurückzuführen sein. Doch führt diese Frage bereits in andere Zusammenhänge, nämlich zu den gleichzeitigen Vorgängen im Elbegebiet, mit denen eine Verbindung zurzeit noch nicht hergestellt ist.

Der stark differierende Bewegungsmechanismus benachbarter Schollen aber muß notwendigerweise auch zur Bildung von NNW streichenden **Q u e r b r ü c h e n** geführt haben, die bei allzuweit getriebener Spannung einzelner Gewölbestücke den Zusammenhang auch in der Richtung senkrecht zur Längsachse des Gewölbes lösten. Solche Querbrüche glaube ich durch den Lauf des Rohlauer und des Seeberger Baches angezeigt sehen zu können. Es ist ferner vielleicht kein Zufall, daß das Zwodauer Tal, das gleichfalls verschieden gebaute Stücke der Abfallregion trennt, in seinem untersten Teil fast genau mit einer im Tertiär der Falkenauer Hochebene nachgewiesenen Querstörung zusammenfällt. In anderen Fällen, wie z. B. an der Strobnitz, deren insgesamt 500 m hoher Abfall beiderseits von Bruchstufen von über 250 m Höhe begleitet ist, braucht es nicht zur Bildung von Querbrüchen gekommen zu sein, sondern es kann das verschiedene Ausmaß der Aufwölbung durch windschiefe, in der Richtung des Streichens geneigte Flächen

ausgeglichen sein. Derartige Querstörungen gehören nach den obigen Auseinandersetzungen gleichfalls der ersten tektonischen Phase an und können während der zweiten wiederaufgelebt sein. Es ist ferner klar, daß solche Stellen verschieden starker Aufwölbung den Abdachungsflüssen den Weg gewiesen haben müssen. Sie sind also nicht immer unbestimmt konsequente Flüsse im Sinne von W. M. D a v i s, sondern durch bestimmte Veränderungen im Aufbau und in der Gliederung des Abfalles vorgezeichnet. Vielleicht sind auf solche Verbiegungen im Streichen des Abfalles auch die eigentümlichen hackenförmigen Wendungen mancher Flüsse in ihrem Oberlaufe zurückzuführen oder überhaupt alle jene Fälle, wo die Abdachungsflüsse nicht genau in die Richtung des kürzesten Abfalles eingestellt sind. Ein Querbruch endlich hat Erzgebirge und Kaiserwald an ihrem Westende betroffen und die Trennung vom Egerer Becken herbeiführt.

Das Vorkommen von NNW-streichenden Querbrüchen im Erzgebirge ist übrigens auch geologisch erwiesen. In dieser Richtung verlaufen die meisten der Erzgänge und die sogenannten Quarzfelsgänge, wenngleich beide Gruppen älter sind als die sie durchsetzenden jungen Eruptivgesteine.³⁵⁾ Man könnte daher bei den jungen Querbrüchen an das Wiederaufleben einer alten Störungsrichtung denken. In der Fortsetzung eines solchen älteren, aus dem Kaiserwald in das Falkenauer Becken eintretenden Quarzganges verläuft auch tatsächlich die vorher erwähnte Querstörung, deren Richtung durch das Zwodauer Tal fortgesetzt wird. Dieselbe Richtung haben ferner alle, die Flöze glatt und ohne Verwerfung durchsetzenden Klüfte, wie sie senkrecht zur Druckfläche und in der Richtung einer von SO wirkenden Zusammendrückung der Mulde eintreten mußten. Aber auch bei verschieden starker Biegung der Massen bei umfassender Aufwölbung, wie sie aus den geschilderten Verhältnissen hervorgeht, werden sich an den Stellen verschieden starker Beanspruchung entweder Schleppungen der Schichten als Ausweichungserscheinungen oder vollkommene Zerreißen ergeben müssen, ohne daß es dabei zu Bewegungen in der Horizontalen kommt. Endlich treten auch die meisten der westböhmisches Thermen- und Mineralquellen und die Basaltgänge des Duppauer Gebirges sowie die sogenannten Schwarmbeben auf NNW streichenden Linien auf.³⁶⁾

Mit der neuerlichen Aufwölbung des Gebirges und der Bildung der es heute begrenzenden Randbrüche hängen die

³⁵⁾ Laube, Geologie des Erzgebirges I, 189.

³⁶⁾ A. Frieser in Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1914, 62, 226.

neuerlichen Störungen der Beckenschichten des Egergebietes offenbar zeitlich und ursächlich zusammen. Erst nach der Ablagerung der Zyprisschiefer und der Verebnung der eingemuldeten Beckenschichten entstand der Grassether Verwurf und die dazu parallelen Störungen als Folge eines Druckes, durch den die Zusammenpressung der Mulde mit Zertrümmerung der Schichten im Muldentiefsten und Stauchungen am nördlichen Muldenflügel verursacht wurden. Die zahlreichen, in den Braunkohlen von Komotau, Teplitz und Brüx nachgewiesenen Verwerfungen mit Sprunghöhen von 40 m und mehr, von denen die bedeutendsten dem Erzgebirgsrandbruch parallel verlaufen und ein treppenförmiges Absinken des Flözes nach dem Muldentiefsten bedingen und von denen einige auch den Teplitzer Porphyr durchsetzen (wie z. B. Teplitz—Loosch—Dux und eine andere nördlich davon bei Janegg durchstreichende), gehören wohl gleichfalls in diese Periode.

Mit diesen jungen Störungen hängt endlich, wie es scheint, eine neuerliche Belebung der vulkanischen Tätigkeit zusammen. Ihre ersten Äußerungen haben sich wohl schon auf der noch ungestörten Rumpffläche abgespielt. Andere Eruptivgänge, die auf der Höhe des Plateaus nahe dem Beginn des Abfalles ausgehen, gehören vielleicht der ersten Phase der Störungen an. Ihre Verwandtschaft mit den Kuppen des Mittelgebirges, die im wesentlichen durch die Ergüsse und Gänge der obersten Oligozänzeit entstanden sind, läßt daher auch aus diesem Grunde für die erste tektonische Periode des Erzgebirges ein solches Alter annehmen. Die meisten Basaltgänge der Südseite des Erzgebirges aber, namentlich diejenigen, die unmittelbar am Rande des jungen Steilabfalles auftreten, wie die von Pfaffengrün und Voigtsgrün, und die in Reihen parallel zum Gebirgsrande angeordneten, entstammen erst der Zeit der neuerlichen Aufwölbung und des endgültigen Absinkens des Gebirgsrandes an der großen zusammenhängend verlaufenden Bruchlinie.³⁷⁾

³⁷⁾ Nach Laube verbindet eine obere Linie den Scheibenkamm mit der Lichtenwalderkuppe und dem Geisingberg, eine nahezu parallele die Kuppen des Tanich und der Stobnitz und die nördlich der Tuppelburg; in einer Linie liegen auch die von Gottesgab und bei Preßnitz. Ob, wie Laube meint, die Kuppen von Heinrichsgrün mit dem petrographisch gleichartigen des Steinbergs, bei Tüppelsgrün und Ruppelsgrün zusammenhängen, ist fraglich. Die letztere Gruppe sitzt allerdings fast genau an der randlichen Bruchlinie auf, die von Heinrichsgrün aber liegen ziemlich weit vom Gebirgsrande auf der oberen Platte.

Im Falkenauer Becken fanden die Ergüsse offenbar nur in älterer Zeit statt, nämlich vor der Ablagerung der Zypri-schiefer.³⁸⁾ Hingegen sind im Mittelgebirge auch noch Erup-tivgänge und Ergüsse einer zweiten, jüngeren Periode nach-weisbar. Die Basalte und Tuffe des Duppauer Gebirges aber verhüllen die randliche Bruchstufe des Erzgebirges, sind also wenigstens in ihren oberen Partien jünger als diese. Doch sind so gewaltige Massen gewiß nicht in einem kurzen Zeitraume zum Erguß und zur Ablagerung gelangt.³⁹⁾ Sehr wahrschein-lich erfolgte auch hier die Bildung der älteren Gänge und die ersten Ergüsse gleichzeitig mit denen an den Randbrüchen der Becken und in Verbindung mit der zweiten Aufwölbung des Gebirges und dem Abbruch seiner Randgebiete, also in nacholigozäner Zeit; die Haupteruptionen aber gehören einer späteren Periode an. Da nun für die jüngeren Brüche des Erzgebirges ihr Alter als jünger als untermiozän sehr wahr-scheinlich gemacht ist, gehört die Hauptmasse der Duppauer Eruptionen einem späteren Abschnitte des Miozän an. Auf noch jüngere Bewegungen deutet die Verjüngung der Brüche bei Lichtenstadt und das Absinken des Beckens von Schlacken-werth, die nach S gekehrte Neigung der meisten Basaltdecken des Duppauer Gebirges am Rande des Erzgebirges, die kleinen Brüche am Rande der Granitplatte bei Chodau und Neurohlau, das Absinken isolierter Schollen östlich von Eichwald und die zahlreichen kleinen Störungen im Flözzgebiete hin. Endlich muß eine ausgedehnte sehr junge Hebung auch das nordwest-liche Böhmen ergriffen haben, wie die mehrfache Zerschneidung alter Talböden zu Terrassen im Eger- und Elbegebiete beweist.

Das Erzgebirge kann nach dem Gesagten nicht mehr als ein einfaches Keilschollengebirge, entstanden durch Hebung und Absenkung des Südflügels eines abgetragenen alten Falten-gebirges, aufgefaßt werden, sondern es ist ein in zwei Phasen, im Oberoligozän und im Miozän, durch wiederholte Aufwöl-bung und teilweise Absenkungen entstandenes Rumpfschollen-gebirge, wobei an der Ausbildung seines Südabfalles in beiden Phasen Brüche und Flexuren in ungefähr gleicher Weise be-

³⁸⁾ Rotky, Karlsbader Naturforschertag II, 1, 127.

³⁹⁾ So auch Schneider, Sitzungsbericht „Lotos“ 1906, Nr. 7—8 und 1907 Sep.-Abdr. S. 8.

teiligt waren, aber die einzelnen, vielleicht durch Querbrüche getrennten Schollen sehr verschieden bewegt wurden. Die aktive Bewegung des Bodens nach aufwärts geht sowohl aus den Beobachtungen über die verschieden starke Aufwölbung, als auch aus der immerhin beträchtlichen Neigung auch der Nordabdachung hervor,⁴⁰⁾ die nicht einfach der erhalten gebliebene Teil der alten Rumpffläche sein kann. Die stärkste Hebung ist jedenfalls dort erfolgt, wo auch heute die größten Höhen des Gebirges sich befinden, ohne daß aus der abnehmenden Höhe des Kammes nach beiden Seiten auf ein staffelförmiges Absinken in der Richtung des Streichens geschlossen werden muß. Neue Fragen entstehen, wenn wir den Zusammenhang der Entwicklung des Egergebietes und des Erzgebirges mit der des Elbesandstein- und des Mittelgebirges ins Auge fassen, wo durch *Staff* und *Rasmuß* ausgedehnte, sogenannte postbasaltische Verebnungsflächen nachgewiesen wurden, deren Ausbildung etwa in das jüngere Miozän fällt.⁴¹⁾ Nun sind die Verebnungsflächen des Falkenau—Chodauer Beckens und die dazu in Beziehung stehenden Terrassen und Zwischenflächen des Erzgebirges, die lange Zeit als Erosionsbasis dienten, sehr wahrscheinlich jünger als die untermiozänen Zyprisschiefer und es liegt der Gedanke nahe, diese Terrassen und Platten, die am Ostende des Erzgebirges etwa 500—550 m hoch liegen, mit den ungefähr gleich hohen Verebnungsflächen des Mittelgebirges in Verbindung zu bringen. Da aber das Erzgebirge noch spätere Bewegungen erfuhr, so hat der von *Staff* ⁴²⁾ für das östliche sächsische Erzgebirge (bei Tharandt) gezogene Schluß, daß hier das Denudationsniveau im ganzen Miozän stabil blieb und prä- und postbasaltische Fläche zusammenfallen, jedenfalls keine Gültigkeit für die Südabdachung des Gebirges. Hingegen ist eine Beziehung dieser postbasaltischen Flächen zur wesentlich jüngeren Oberfläche des Duppauer Gebirges, die *Rasmuß*

⁴⁰⁾ Auch Laube nimmt eine Hebung an, aber als der Senkung zeitlich nachfolgend, wofür kein Beweis vorliegt, so auch Schneider (*Orographie und Morphologie Böhmens*, S. 4) mit Argumenten, die ebenso gut für eine Senkung der Randgebiete verwendet werden könnten.

⁴¹⁾ *Geologische Rundschau* 1911 und *Staff*, *Geologische und paläontologische Abhandlungen*, N. F. 13, H. 2, 1914, S. 33.

⁴²⁾ a. a. O., S. 26.

vermutet,⁴³⁾ nicht aufzufinden. Auch die von ihm und Schneider angenommene einstmalige Überdeckung des Duppauer Gebirges durch Miozän ist schon im Hinblick auf die auch im nördlichen Teile 700 m erreichende Höhe dieses Gebirges und seine große Jugend abzulehnen. Damit fällt auch die Erklärung des Egerdurchbruches durch Epigenese. Die Eger ist wahrscheinlich durch den allmählich sich aufbauenden großen Stratovulkan, dessen Zentrum viel weiter im S lag, aus ihrem bisherigen Lauf nach N abgedrängt worden und hat sich durch die in Pausen sich vollziehende Aufschüttung von Laven und Tuffen ihren Weg offen gehalten, ohne daß es dabei zur Bildung eines Sees im Chodauer Becken gekommen wäre. Erst spätere Hebungen erzeugten das malerische, durch Terrassen gegliederte enge Tal.

Diese Andeutungen, mit denen wir uns bereits vom realen Boden der Beobachtung entfernt haben, lassen erkennen, daß hier noch zahlreiche Fragen der Lösung harren. Diese wird namentlich durch eingehende Untersuchungen im Egertale unterhalb von Deutsch-Kralup und im Teplitzer Becken gewonnen werden können, wodurch der Anschluß an die Verhältnisse im Mittelgebirge hergestellt wäre. Immerhin läßt sich die tertiäre Entwicklungsgeschichte des Erzgebirges und des Egergebietes heute etwa folgendermaßen zusammenfassen:⁴⁴⁾

Der nach Abschluß der oberkretazischen Meeresbedeckung neu einsetzende Abtragungsvorgang hatte in alttertiärer Zeit zur Bildung einer ausgedehnten und sehr vollkommen entwickelten, nur von wenigen Härtlingen überragten Rumpffläche geführt, über die die Flüsse in tragem Lauf und in sehr seichten Tälern, feine Sinkstoffe teils mit sich führend, teils gelegentlich auch Kiese und Sande ablagernd, gegen das Oligozänmeer Norddeutschlands dahinzogen. Über diese Fläche bauten sich stellenweise und in weiter Entfernung voneinander basaltische Kuppen und Decken auf. Gegen S reichte sie mit einheitlichem sanften Anstiege wahrscheinlich bis weit in das Innere Böh-

⁴³⁾ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1912, S. 37.

⁴⁴⁾ Für die Altersbestimmung der Tertiärschichten im untern Egergebiet und im böhmischen Mittelgebirge ist jetzt die von früheren Arbeiten abweichende Darstellung von J. E. Hilsch (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, 111, I, 1902, S. 1123) maßgebend, durch die die ältere Auffassung von Jokély und Stur wieder aufgenommen ist.

mens hinein; nach W erstreckte sie sich über den Raum des heutigen Egerbeckens und Fichtelgebirges nach Mitteldeutschland, im O zog sie sich über die Kreideschichten des Elbesandsteingebirges in das sudetische Gebiet. Sie ist also nicht bloß die wiederaufgedeckte präzenomane Rumpffläche, sondern ein selbständiges Glied in der morphologischen Geschichte unseres Landes und die Ausgangsform aller weiteren Entwicklung.⁴⁵⁾ Infolge des Vordringens des Meeres gegen S in mitteloligozäner Zeit bis in die innersten Teile der Leipziger Bucht kam es zu einer Hebung der Erosionsbasis, die die Flüsse zu verstärkter Akkumulation zwang. Es kamen die heute auf der Höhe des Erzgebirges, aber auch allenthalben an seinem Südfuße in Höhen zwischen 300—1000 m gelegenen mitteloligozänen Sande und Kiese zur Ablagerung, aus denen die sogenannten Braunkohlensandsteine und -quarzite hervorgingen und die eine Verbindung über das heutige Gebirge nach dem norddeutschen Tiefland herstellen, wo an den flachen Südufern des Meeres in Küstensümpfen bereits die Bedingungen für die Braunkohlenbildung gegeben waren. Gleichzeitig kam es infolge einer flachen Einbiegung der Rumpffläche südlich des Erzgebirges zur Bildung eines ausgedehnten Sees, dessen Boden im westlichen Teile die kristallinen Gesteine, im Gebiete des heutigen Teplitzer Beckens und Mittelgebirges die oberturonen Mergel bildeten und der sich etwa vom Fichtelgebirge bis zur Lausitz erstreckte. Seine Südufer sind noch unbekannt. An seinen nördlichen Ufern lagerten sich, von den nunmehr gegen S abgelenkten Flüssen herbeigebracht, Sande und Kiese ab, die gegen die Mitte in Tone übergingen. Im Oberoligozän traten nun die entscheidenden Veränderungen ein. Es verstärkten sich die tektonischen Bewegungen.

⁴⁵⁾ Diese Rumpffläche wird nach dem Vorgang von Philippi gewöhnlich als präoligozän bezeichnet, Rasmuß nennt sie „oligozän“, da die Bildung der auf ihr lagernden Sedimente im engen Zusammenhang mit der Bildung der Fläche steht. Dies gilt, wenn wir die vereinzelt abgelagerten feinen Sande und Kiese allein ins Auge fassen. Hingegen beweisen, wie Staff (a. a. O. 1914, S. 6) richtig bemerkt, die flächenhaft abgelagerten Liegendschichten der Braunkohlenformation und diese selbst bereits den Beginn von tektonischen Bewegungen, also den Anfang eines neuen Zyklus. Auf die geradezu abenteuerliche Hypothese, die K. Schneider (Zur Orographie Böhmens, S. 69) zur Erklärung der Bildung der Erzgebirgsumpffläche aufgestellt hat, erübrigt es sich, näher einzugehen.

Es erfolgte, hervorgehend aus schwachen Verbiegungen, die erste Aufwölbung des Erzgebirges, die mehrfach zu einer Absenkung des Südflügels führte, so daß größere Teile der Rumpffläche unter das Niveau des Süßwassersees gelangten. Im westlichen Teile (Egerer und Falkenauer Becken) geschah in dieser Zeit unter andauernder Senkung des Bodens die Ablagerung von Tonen und die Bildung der drei dazwischen gelagerten Flöze; gleichzeitig erfolgten auch vulkanische Prozesse im Becken selbst. Im Mittelgebirge (wo über den tonigen Schichten konkordant die ersten Tuffe und dann Laven folgen) führten große Brüche zur ersten und Hauptperiode der vulkanischen Tätigkeit, die sich in Deckenergüssen oder auch in lakkolithischen Einpressungen in die gleichzeitigen Ablagerungen äußerte. In Pausen oder unmittelbar vor dieser Tätigkeit dauerte die Sedimentation im Becken weiter an und es bildeten sich die zahlreichen kleinen Braunkohlenlager des Mittelgebirges, die also noch oberoligozänen Alters sind. Die tektonischen Prozesse, die die erste Anlage des Erzgebirges schufen, haben aber auch noch die Sedimente des oberoligozänen Sees in seinem östlichen Teile betroffen und es folgen über ihnen mit einer deutlichen Diskordanz die Ablagerungen eines jüngeren Beckens, das durch Einsinken eines Teiles des älteren entstanden ist und dann mit einer typischen untermiozänen Fauna und Flora entlang des neu entstandenen Erzgebirges von Aussig bis mindestens nach Komotau reichte. Aber seine Ablagerungen sind auch noch unter den Laven und Tuffen des Duppauer Gebirges erhalten und setzen sich jenseits desselben in denen des Falkenauer und Egerer Beckens fort, wo der, wie es scheint, hier ununterbrochene Ablagerungsprozeß mit den untermiozänen Zyprisschiefern zu Ende geht. Während es aber hier damals nicht mehr zur Bildung von Flözen kam, gehören dem gleichaltrigen Becken des östlichen Gebietes noch die mächtigen Braunkohlenflöze des Aussiger, Teplitzer, Brüxer und Komotauer Reviere an und es schließt hier die untermiozäne Seenperiode mit den Tonen von Preschen und Priesen. Nun erneuerte sich im Mittelgebirge die vulkanische Tätigkeit und es werden auch die untermiozänen Ablagerungen noch von Eruptivmassen überlagert und durchbrochen.

Nach Abschluß der lakustren Sedimentation und der Eruptivtätigkeit im Mittelgebirge schufen sich die Flüsse der Süd-

abdachung des älteren Erzgebirges breite Talböden, die vielfach auf ebene Platten ausliefen und die in Verebnungsflächen am Rande des Gebirges übergingen. Diese Zeit allgemeiner subaërer Tätigkeit und tektonischer Ruhe führte wahrscheinlich gleichzeitig auch im Mittel- und Elbesandsteingebirge zur Bildung ähnlicher Formen, die uns in den sogenannten post-basaltischen Verebnungsflächen entgegentreten. Etwa im Mittelmiozän oder noch später erfolgten neue tektonische Bewegungen. Die Mulde des oberen Egertales wurde zusammengepreßt und die Beckenschichten mehrfach zerbrochen und gestaut, das Egerer Becken in seiner heutigen Form eingesenkt. Das Erzgebirge wurde neuerlich schwach aufgewölbt und randlich abgebrochen, so daß die untere, zusammenhängende Bruchstufe zur Ausbildung kam. Die Beckenschichten von Komotau und Teplitz wurden parallel zum Streichen des Gebirgsrandes staffelförmig gegen S zerbrochen. Die eruptive Tätigkeit beschränkte sich nunmehr vorwiegend auf das Gebiet des Dup-pauer Stratovulkans, der sich nun erst, etwa im Mittelmiozän, als ein Riegel zwischen die beiden Becken des Egertales aufbaute, und dauerte hier auch noch an, als das Erzgebirge bereits seine definitive Form erhalten hatte. Die lakustren Bildungen geschahen im Mittelmiozän nur mehr in isolierten kleinen Becken, in denen meist Süßwasserkalke zur Ablagerung gelangen.

Endlich führen am Ausgange des Tertiärs ausgedehnte, weit über die Grenzen unseres Gebietes reichende Hebungen, die auch noch in das Quartär hinein andauern, zu einer periodischen Tieferlegung des Egerlaufes und zur Herausarbeitung der jüngsten Terrassen. Die vulkanische Tätigkeit lebt noch einmal im Egerer Becken (Kammerbühel) auf und geht dann mit der pneumatischen Phase der Thermen ihrem Erlöschen entgegen.

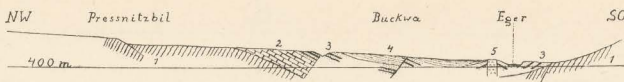


Fig. 1. Längenmaßstab 1:150.000
Höhenmaßstab 1:50.000

1. Glimmerschiefer
2. Oligozäner Sandstein
3. Braunkohlenformation
4. Zyper-Schiefer
5. Basalt



Fig. 2. Längenmaßstab 1:150.000
Höhenmaßstab 1:50.000

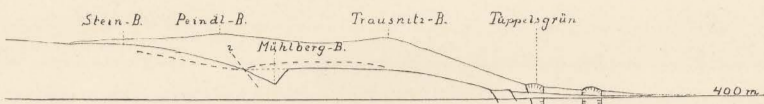


Fig. 3. Längenmaßstab 1:150.000
Höhenmaßstab 1:50.000

Keilberg

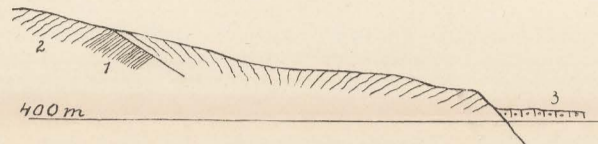


Fig. 4. Längenmaßstab 1:75.000
Höhenmaßstab 1:50.000

1. Muskovitgneis
2. Glimmerschiefer
3. Basalttuffe

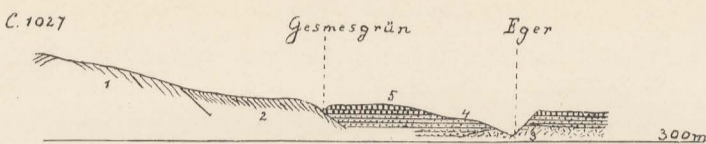


Fig. 5. Längenmaßstab 1:75.000
Höhenmaßstab 1:50.000

1. Gneis
2. Glimmerschiefer
3. Granulit
4. Basalttuff
5. Basalt

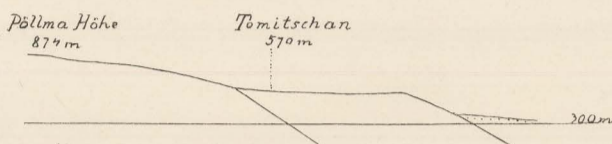


Fig. 7. Längenmaßstab 1:75.000
Höhenmaßstab 1:50.000

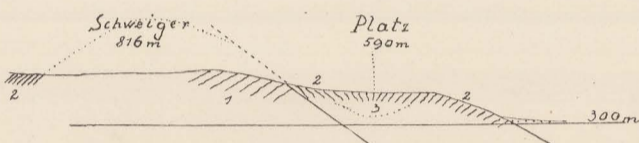


Fig. 8. Längenmaßstab 1:75.000
Höhenmaßstab 1:50.000

1. Hauptgneis
2. Dichter Gneis
3. Muskovitgneis

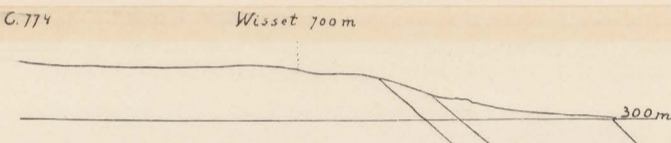


Fig. 9. Längenmaßstab 1:75.000
Höhenmaßstab 1:50.000

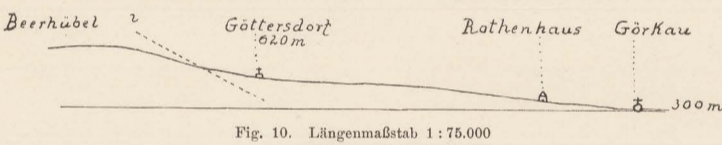


Fig. 10. Längenmaßstab 1:75.000
Höhenmaßstab 1:50.000

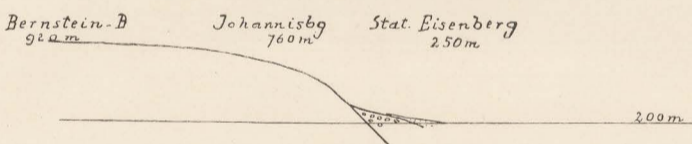


Fig. 11. Längenmaßstab 1:75.000
Höhenmaßstab 1:50.000

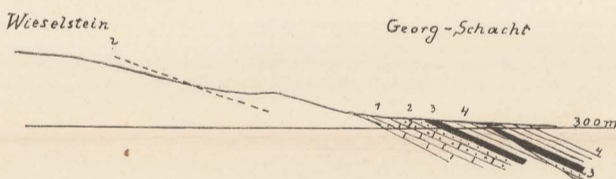


Fig. 13. Längenmaßstab 1:75.000
Höhenmaßstab 1:50.000

1. Kreide
2. Oligozäner Sandstein
3. Flöz
4. Hängend-Schichten

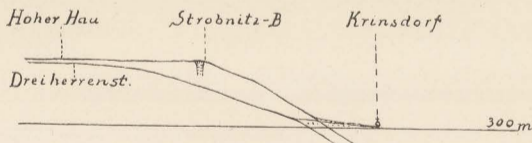


Fig. 14. Längenmaßstab 1:75.000
Höhenmaßstab 1:50.000

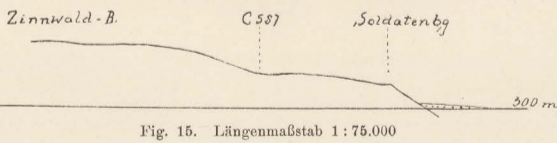


Fig. 15. Längenmaßstab 1:75.000
Höhenmaßstab 1:50.000

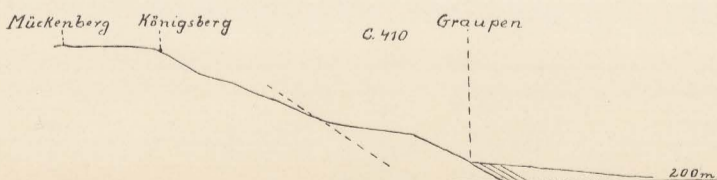


Fig. 16. Längenmaßstab 1:37.500
Höhenmaßstab 1:25.000

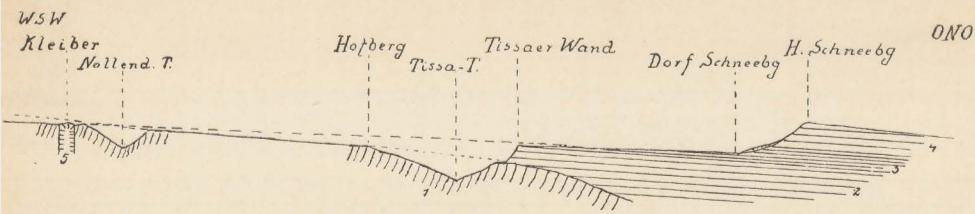


Fig. 17. Längenmaßstab 1:75.000
Höhenmaßstab 1:25.000

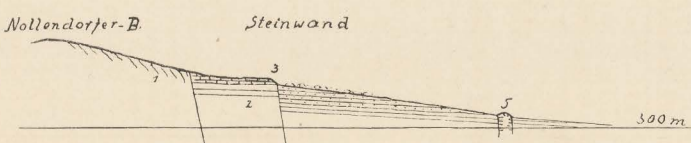


Fig. 18. Längenmaßstab 1:37.500
Höhenmaßstab 1:25.000

1. Gneis
2. Carinatus-Stufe (Zenoman)
3. Labiatus-Quader (Unterturon)
4. Oberturone Mergel
5. Basalt



Morphologische Karte
des Erzgebirges.

Obernhau heißt richtig Oibernhau.

