

Geologisch - petrographische Mitteilungen aus dem Gebiete des Kartenblattes Böhm.-Leipa und Dauba, Zone 3, Col. XI der österr. Spezialkarte.

Von H. V. Graber in Böhm.-Leipa.

Mit drei Zinkotypen im Text.

Das Kartenblatt umfaßt weitaus zum größten Teile das Gebiet der böhmischen Kreideplatte, die drei Viertel des ganzen Raumes bedeckt. Das übrige Viertel wird vom böhmischen Mittelgebirge eingenommen, das sich von Südwesten her wie ein Keil in die Kreideablagerungen hereinschiebt. Die allgemeinen landschaftlichen Gegensätze dieser beiden geologischen Komponenten sind hinlänglich bekannt.

Fremdartige und morphologisch wohlindividualisierte Gebilde innerhalb der Kreideplatte selbst sind die zahlreichen kuppen- und rückenförmigen Aufbrüche von Basalt und Phonolith, die mit der Annäherung an das Mittelgebirge immer häufiger werden. Oft ist der Basalt gangförmig entwickelt, die Zugehörigkeit der Gänge zu bestimmten Zentren aber nicht immer ersichtlich. Ein berühmtes, durch Steinbruchbetrieb leider ganz zerstörtes Beispiel dieser Art war die Teufelsmauer bei Hühnerwasser, von deren einstiger Anwesenheit nur noch ein langer Graben zeugt. Decken- und stromartige Ergüsse sind fast ausschließlich auf das Mittelgebirge beschränkt und nur vereinzelt in den randlichen Teilen der Quaderplatte selbst nachweisbar.

Die Denudationsreste der isolierten Ergüsse sind scheinbar regellos über die Landschaft verstreut; aber überall ließ sich ihre Abhängigkeit von Störungslinien nachweisen. Ihre Anwesenheit wurde öfters ein wichtiges Kriterium für die Deutung mancher Strukturlinien als Bruchzonen, wo die petrographischen und stratigraphischen Verhältnisse das Vorhandensein einer Verwerfung verschleierten.

Charakteristisch für das Oberflächenbild der Kreideplatte sind die baumartig verzweigten Talsysteme, die sich nach den größeren, meistens an Störungslinien entlang laufenden Depressionen öffnen. Ein lehrreiches Studiumsobjekt dafür ist das Kummergebirge. Die einzelnen Talstrecken weisen im Bereiche der Quadersandsteine stets eine sehr deutliche Abhängigkeit von den Clivagen auf, wodurch sich analog den Tälern der Granitplateaus geradezu eckige Biegungsstellen herausgebildet haben.

Nach der Richtung der Clivagen erfolgt auch die Zerlegung des Quaders in die bekannten Obeliskformen.

Eine Trennung der Platte in einzelne Rücken ist nicht gerade selten zu beobachten, aber an keinem anderen Orte äußert sie sich in so auffälliger, nirgends wiederkehrender Weise wie im Aschendorfer Revier südlich von Leipa. Es sei gestattet, hier etwas näher auf diese Erscheinung einzugehen.

Das Aschendorfer Waldrevier wird begrenzt von der später zu schildernden Verwerfungslinie Robitz—Aschendorf, dem Senkungsfelde von Mickenhan, der Bruchlinie entlang dem Nordrande der Teichtalung Drum—Hirschberg und dem Tale des Robitzbaches. Deutlich ist die beiderseitige Abdachung von den durchschnittlich 290 m hohen Nord- und Südrändern nach der Mitte zu. Die Nordabdachung ist eine völlig ebene Platte, in der nur an der Talkrönung des Robitzbaches einige unbedeutende Erosionsschluchten von etwa $\frac{3}{4}$ km Länge eingerissen sind. Die Südabdachung ist durch parallele Züge von tief eingeschnittenen, NW—SO gestreckten Talungen in langgestreckte schmale Rücken und Tafeln zerlegt. Die völlig wasserlosen Furchen werden teilweise als Verkehrswege benützt, besonders zur Holzbringung, erfreuen sich aber wegen ihrer tiefen Versandung keiner großen Beliebtheit. Am wichtigsten ist die „Sandstraße“, die von Rehdörfel, an der „weißen Kapelle“ vorbei, in der tiefsten Talung gegen Leipa verläuft. Ihr stetiges Gefälle beträgt auf eine Längsentwicklung von 4 km bloß 18 m. Eine zweite, südlicher gelegene Tiefenlinie zieht von Mickenhan über die Ortschaften Kühberg und Zuckmantel nach Robitz und hat ebenfalls ein stetiges Gefälliges, das bei einer Länge von 7 km 37 m beträgt. Im ersten Falle erhält man eine Gefällsentwicklung von 0.50%, im zweiten von 0.45%, also nahezu das gleiche Resultat.

Die Hauptverkehrsader war in alter Zeit die „Kummerstraße“, die sich am Rande der großen Kreideplatte gegen das Bruchfeld von Leipa zog. Unverständlich und eine förmliche Ausnahme in der verkehrsgeographischen Regel ist dagegen die nordsüdliche Richtung der gegenwärtigen Reichsstraße von Leipa nach Prag, die zunächst im Zuckmantler Berg die Bruchkante erklimmt, um dann mit starkem Gefälle gegen Neuschloß und Habstein zu verlaufen. Vielleicht ist die Ursache in der Lage von Leitmeritz zu suchen, da eine rasche Verbindung zwischen dieser Stadt und Leipa nur über Neuschloß möglich ist, vielleicht aber verursachte der alte Herrnsitz Neuschloß als einstiger Post- und Amtsplatz die eigentümliche Ablenkung der Straße von einer Richtung, die die Natur gezeichnet hat. Möglicherweise ist aber die neue Straße ähnlich wie die von Leipa nach Haida führende absichtlich nach der Luftlinie gebaut worden; Beispiele derartiger Straßenanlagen sind in Böhmen sehr verbreitet.

Nördlich von der weißen Kapelle streichen die Rücken bereits mehr WNW—SOS, am Nordrande selbst fast O—W. Man kann sich messend überzeugen, daß diese Schwenkung auch von den Clivagen mitgemacht wird und denkt unwillkürlich an die aus den Bruchfeldern radial in die Horste verlaufenden Sprünge. Diese Vermutung wird hier gestützt durch die weiter unten näher zu erörternde Tatsache,

daß die Ebene von Leipa ein Senkungsfeld ist. Die Lage des Schnittpunktes der konvergierenden Tiefeulinien bei Robitz, also am Bruchrande selbst, ist wohl gewiß kein Zufall.

Der schnurgerade Verlauf und der geringe Abstand der einzelnen Talungen, die durch so außerordentlich schmale und lang hinstreichende Rücken voneinander getrennt sind, schließt die Annahme, daß sie analog den zahlreichen gewundenen Tälchen der Kreideplatte durch die Wirkung des fließenden Wassers entstanden sind, vollständig aus. Die bedeutende Porosität und Wasserdurchlässigkeit des Aschendorfer Quaders, die sogar wolkenbruchartige Niederschläge wie durch ein Sieb laufen läßt, im Verein mit dem immerhin geringen Flächenmaße des Aschendorfer Reviers und dem Fehlen eines gefällreichen Hinterlandes, behinderte die Entwicklung von Regenschluchten. Alle Niederschlagswässer kommen erst an den Rändern des Reviers in den klaren Quellen des Höllengrundes und den Sümpfen und Teichen der Niederungen zum Vorschein, während die Böden innerhalb des Reviers fast unmittelbar nach dem Regen bereits staubtrocken sind.

Sogar im heurigen, abnorm niederschlagsarmen Sommer war eine wesentliche Abnahme der Wasserführung dieser Quellen nicht zu beobachten. Der Kiefernforst von Aschendorf fristet aus diesen Gründen stellenweise ein trauriges Dasein. Einzelne Distrikte liefern die niedrigsten Zuwachsprozente unter allen Forsten Böhmens und spotten allen Meliorationsversuchen. Als erodierende Kraft, die an der Modellierung der Aschendorfer Talungen den einzigen, direkten Anteil nahm, dürfen wir den Wind in Betracht ziehen. Die NW—SO-Cliveagen wirkten zunächst und im Verein mit den übrigen Absonderungssystemen als Orte geringsten Widerstand für die Verwitterung, also als Denudationsminima. Der sich bildende lose Sand wurde vom Winde verweht, es entstanden seichte Furchen, die durch die abradierenden äolischen Kräfte sich mehr und mehr vertieften und allmählich vereinigten. Die Herausarbeitung der schmalen Talungen in der NW—SO-Richtung erfolgte namentlich durch die Stoßkraft des unter allen Winden vorherrschenden West- und Nordwestwindes, beziehungsweise der in unserer Gegend heimischen Nordweststürme des Frühjahres. Das Dominieren der westlichen und nordwestlichen Luftströmungen¹⁾ ist deutlich zu entnehmen aus der in den Alleen nach SO geneigten Stellung der Pappelbäume. Die Aschendorfer Talungen sind mithin als Deflationsfurchen aufzufassen, entstanden durch die Wirkung von westlichen und nordwestlichen Winden auf die NW—SO laufenden Denudationsminima des vorherrschenden Clivagensystems.

Der größte Teil des Kartengebietes gehört dem Flußsystem des Polzen an und dementsprechend ist die allgemeine Abdachung des nördlichen Teiles eine südliche, des mittleren Teiles eine nordwestliche. Ein kleiner Abschnitt, der südwestliche, gehört dem Ge-

¹⁾ Von Wünsch wurde für den Zeitraum 1881—1901 für die W- und NW-Winde die perzentuelle Verteilung von 38 festgestellt. (Heimatskunde d. polit. Bezirkes B.-Leipa, Herausgeg. v. Bezirkslehrerverein. 1904, 1. Lieferung, pag. 40.

biete des Auscherbaches an; die Landschaft zwischen Hühnerwasser und Weißwasser wird nach der Iser zu entwässert. Der tiefste Punkt ist für das Polzengebiet unterhalb der Mündung des Algersbaches, also in der NW-Ecke der Karte in 200 m Seehöhe, der tiefste Punkt überhaupt in der SW-Ecke bei der Stelle, wo der Auscherbach in 180 m Seehöhe das Kartengebiet verläßt.

Die höchsten Punkte liegen nicht im böhmischen Mittelgebirge, wie das in Anbetracht der größeren mittleren Höhe zu erwarten wäre, sondern innerhalb der Kreideplatte auf den Gipfeln der isolierten Basalt- und Phonolithkuppen: Rollberg bei Niemes (695 m), Wilhoscht bei Neugarten (610 m), Bösig bei Hirschberg (605 m).

Am eifrigsten wurden bisher die Gebiete der NW- und SW-Sektion der Karte beobachtet. Folgende Gesteinsarten konnten auf der Karte ausgeschieden werden:

1. Quadersandstein (cenoman, unter- und mittelturon); 2. plänerige, wenig mächtige Zwischenschichten im Quader der Stufe des *Inoceramus Brongniarti*; 3. Tonmergel der Stufe des *Inoceramus Cuvieri* (Priesener Schichten); 4. loser Kreidesand dort, wo er charakteristisch wird; 5. litorale Sande und Mergel über den *Cuvieri*-Mergeln; 6. tertiärer Sandstein, wahrscheinlich oligozänen Alters; 7. diluvialer Schotter und Löß; 8. Gehängeschutt und Gehängelehm; 9. Torf. Von Eruptivgesteinen wurden ausgeschieden: 1. Keratophyr und Quarzkeratophyr (s. unten), 2. Basalt, 3. Phonolith, 4. Lapillituffe. Schließlich vorbasaltische, nicht eruptive Konglomerate. Eine Trennung der einzelnen Basaltvarietäten wurde bisher nicht vorgenommen, da die Aufnahmen im eigentlichen Mittelgebirge noch wenig fortgeschritten sind, und die genauere Klassifizierung nur auf mikroskopischem Wege möglich ist. Die besondere Ausscheidung der Sandflächen und Verwitterungsböden geschah im Interesse der Forst- und Landwirtschaft, ohne die Leserlichkeit der Originalblätter zu beeinträchtigen.

Im allgemeinen sind die Aufschlüsse gut, die Grenzen aber nicht immer so scharf vorgezeichnet, als es für eine detaillierte Aufnahme wünschenswert wäre.

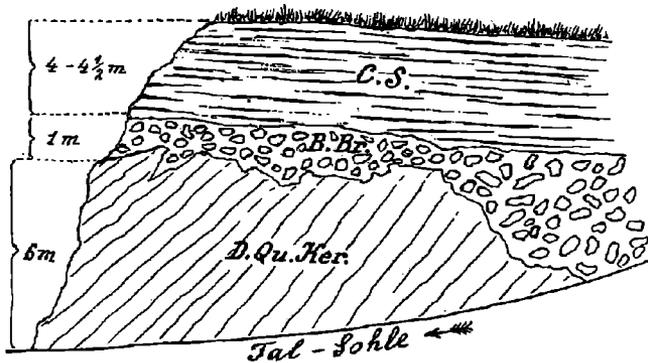
Durch die Terrainbegehungen wurde reiches Material aufgesammelt. Der Stand dieser Sammlung beträgt gegenwärtig 700 Stücke. Gleichzeitig wurde die petrographische Untersuchung der Eruptivgesteine begonnen und teilweise (s. unten) zum Abschluß gebracht.

Das älteste anstehende Gestein des Kartengebietes ist ein dynamometamorpher Keratophyr, der mit seiner Randfazies, einem ebenfalls dynamometamorphen Quarzkeratophyr, den Sockel des phonolithgekrönten Maschwitzberges bei Habstein bildet. Über die geologisch-petrographischen Beobachtungen an diesem in der Literatur¹⁾ bereits bekannten Berge liegt eine nahezu abgeschlossene Arbeit vor, die demnächst erscheinen wird. Über die wichtigsten Ergebnisse möge hier referiert werden.

¹⁾ V. Bieber, Die Urgebirgsscholle am Maschwitzer Berg zwischen Habstein und Dauba i. B. Eger 1883. Selbstverlag. (Dort auch Literatur über Joželys Bericht. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XII.)

Das Ringsum von postkretäzischen Sprüngen umgeben, trägt der Maschwitzberg mit einer Höhe von 513 m als Horst über die wenig hohe Umgebung hervor und ist deshalb seit alter Zeit als Aussichtsberg berühmt. An den Keratophyrsockel schmiegen sich diskordant mit kleinem, ursprünglichem Fallwinkel dünngeschichtete, kalkig-plänerige Sandsteine des Cenomans, mit *Ostrea carinata* und mächtigen Exogyrenbänken. Bisher wurden diese Ablagerungen für Mallnitzer Schichten erklärt. Die Schichten fallen überall deutlich vom Berge weg. Zwischen beiden Gesteinen ist in den tiefen Gräben der westlichen Abdachung eine ausgezeichnete Brandungszone erschlossen. Sie besteht aus (Fig. 1 und 2) brecciösen Konglomeraten von Keratophyr und Quarzkeratophyr, die durch ein ziemlich dunkles, teilweise chloritisirtes Bindemittel verkittet sind. Nicht selten führen

Fig. 1.



Profil im zweiten Graben an der Straße von Podlitz nach Klum, an der rechten Talwand.

D. Qu. Ker. = Dynamometamorpher Quarzkeratophyr. — B. Br. = Brandungsbreccie mit *Ostrea carinata*. — C. S. = Cenomaner Sandstein.

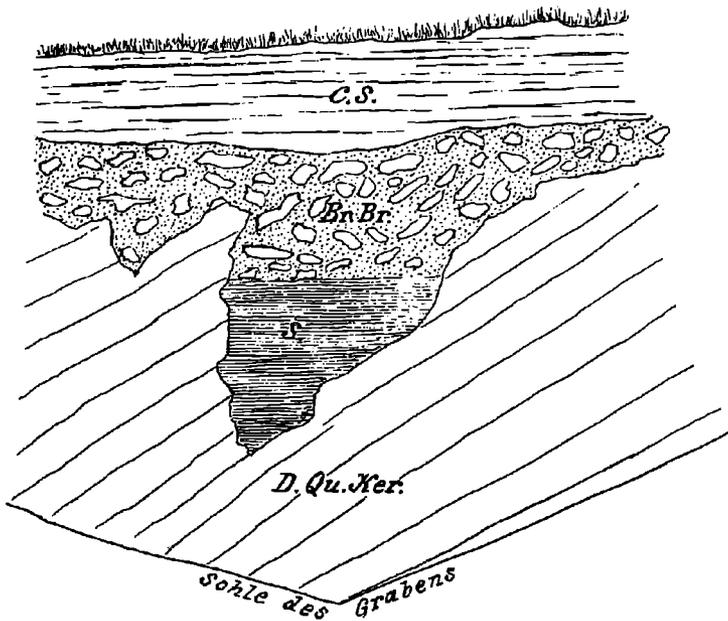
diese Breccien Schalenfragmente von *Ostrea carinata*¹⁾ und einer dickschaligen *Exogyra (columba?)*.

Auch auf der Nordseite des Berges, etwas unterhalb der Grenze zwischen dem Noseau-Nephelinphonolith des Gipfels und dem Keratophyr, treten gleichfalls deutliche Anzeichen dieser Strandbildung zutage; auf der Südseite fehlen sie. Dort läuft eine Bruchlinie und die Quader der Stufe des *Inoceramus Brongniarti?* lehnen sich unmittelbar an den Keratophyr. An dieser Verwerfung ist der kleine Phonolith-Liakolith von Klum und der gangförmige Gipfelphonolith emporgequollen. Auf der Ostseite trennt ein seichtes Tälchen den cenomanen Sandstein von den grobkörnigen Quadern mit *Inoceramus*

¹⁾ Die Bestimmung wurde nach einem selten schönen Exemplar aus Podlitz durchgeführt, das im Besitze des Herrn Pfarrer Hahnel in Habstein ist und vom verstorbenen Prof. O. Nowak als *Ostrea carinata* festgestellt wurde.

labiatus, die bis zur Hirschberger Straße reichen. Leider sind die Verhältnisse infolge mangelhafter Aufschlüsse verschleiert und man kann nicht ohne weiteres sagen, ob hier die Carinatenstufe abschneidet oder bruchlos unter die jüngeren Quader (mit *Inoceramus labiatus*, *Pinna decussata*, *Exogyra columba* und *Lima canalifera*) hinabtaucht. Die als „Semitzer Mergel“ bezeichneten Übergänge wurden nicht beobachtet. Gegen Norden schneiden die cenomanen Sandsteine an einer mit der Hand zu greifenden Verwerfung gegen die fossilieeren

Fig. 2.



Profil der Brandungskorrosionen am oberen Ende der Schlucht des zweiten Grabens an der Straße von Podlitz nach Klum.

(Aufschlußhöhe 4 Meter).

D. Qu. Ker. = Dynamometamorpher Quarzkeratophyr. — *Br. Br.* = Brandungs-breccie mit *Ostrea carinata*. — *C. S.* = Cenomaner Sandstein, plänerartig. — *S.* = Mit Sand erfüllte Korrosionskarre.

Quader (höchst wahrscheinlich der *Brongniarti*-Stufe) ab; im Westen läuft ebenfalls eine Verwerfung, aber nicht, wie man vermuten würde, am Steilabbruch des Quarzkeratophyrs gegen die Straße Podlitz—Klum, sondern jenseits der sanften Böschung an der Prager Reichstraße. Der Westabfall des Quarzkeratophyrs ist ein cenomaner Steilrand.

Nach dem Gesagten unterliegt es nicht dem geringsten Zweifel, daß das cenomane Meer hier gebrandet hat, daß also Jokelys

Auffassung der „Urgebirgsscholle“ als einer Insel — im Gegensatz zu Bieber, der das Fehlen von Strandbildungen hervorhebt — der Wahrheit entsprechen dürfte¹⁾. Entweder hat dieser Autor die mühsam zu begehenden Gräben der Westseite nicht besucht oder er ist — was aber kaum anzunehmen wäre — an den sehr guten Aufschlüssen achtlos vorbeigewandert.

Der dynamometamorphe *Keratophyr* ist bald „grünsteinartig“, bald erinnert er an einen „Aphanitschiefer“. Es finden sich aber auch Partien, die durch den Druck nur sehr wenig beeinflusst wurden und den ursprünglichen Habitus besitzen. Stark geschieferte und verwitterte Varietäten nehmen oft eine gelblichbraune Färbung an und sind dann einer sedimentären Grauwacke nicht unähnlich. Der Mineralbestand ist: Diopsidischer Pyroxen, uralitische Hornblende, barkevikitische Hornblende (seltener) und Albit nebst Anorthoklas. Quarz nur spärlich in der Grundmasse und als dynamometamorphe Neubildung in Form von Adern und Zwischenklemmungsmasse. Serpentin und Chlorit verleihen dem Gesteine eine grünliche Färbung. Muskovit fehlt im ungepreßten *Keratophyr*, in den schiefrigen Varietäten ist er häufig. Die Struktur ist meist porphyrisch, mit gelegentlicher Annäherung an eine körnige Ausbildungsweise. Die Parallelstruktur der Gemengteile verläuft im allgemeinen von NO—SW mit steilem Einfallen nach NW, schwenkt aber nicht selten mit sigmoidaler Krümmung um oder macht auch plötzlich einer NW—SO gerichteten Streckung Platz.

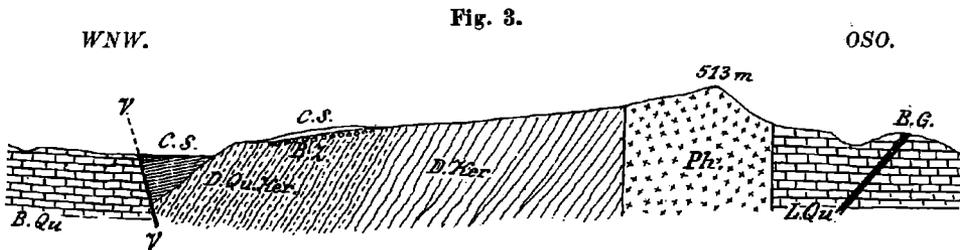
Dieses Gestein nennt Bieber eine „echte kambrische Grauwacke“, ohne den Beweis für Grauwacke im allgemeinen, für das kambrische Alter im besonderen zu erbringen.

Durch schlierige Durchdringung ist der *Keratophyr* mit dem Quarzkeratophyr verknüpft, der, auf den Westabfall des Berges beschränkt, an der Straße Podlitz—Klum ausgezeichnet erschlossen ist. Das Gestein ist in seinen weniger gepreßten Partien sehr frisch. Die Färbung der felsitischen Grundmasse ist lichtgrau, die Größe der Einsprenglinge (Quarz und Feldspat) übersteigt niemals den Betrag von 4 mm. Stark dynamometamorphosierte Partien sind meistens mehr oder weniger zersetzt, ihre Zugehörigkeit zum Hauptgestein aber bereits an Ort und Stelle mittels zahlreicher Übergangsstadien zweifellos zu erkennen. Es sind dies stark serizitisierte Lagen, die dem weniger gepreßten Gesteine eingeschaltet sind oder es schalenartig umgeben. Zuweilen besteht eine solche Schale, die 1 cm Mächtigkeit erreichen kann, nur aus Serizit mit wechsellagernden hauchdünnen Quarzlagen, und gleicht in verwitterten Stücken oft täuschend einem Phyllit. Der Mineralbestand des normalen Quarzkeratophyrs ist: Hämatit in kleinen, überaus zahlreichen Schüppchen von Eisenglanz, Quarz mit gelegentlicher Birnenform und dicktafeliger Albit ($Ab_{100} An_0$). Die Grundmasse dieses ausgezeichnet porphyrisch struierten Gesteines besteht nur aus Quarz, Anorthoklas und wenig

¹⁾ Ob Insel oder Kontinentalrand ist nicht zu entscheiden; ich glaube aber mit Rücksicht auf die zweifellose Nähe des alten Kontinents eher an letzteren. Das sind indessen Nebensächlichkeiten.

Albit, ihre Struktur ist heute eine streifige und allotriomorphkörnige. Wie sie einst gewesen ist, ob granophyrisch oder mikrogranitisch, ist nicht einmal angedeutet. Daß sie aber ursprünglich glasig war, könnte mit Rücksicht auf die winzige Größe ihrer Bestandteile und ihren splitterigen Bruch angenommen werden. Kataklyse und Mörtelstruktur ist stets zu beobachten.

Die Bestimmung der Feldspate geschah teils mit Hilfe der optischen Methoden von Becke und M. Levy, teils mittels mikrochemischer Prüfung von zuvor optisch bestimmten Spaltblättchen. Ebenso wurde nur optisch untersuchte Grundmasse der mikrochemischen Analyse unterzogen. In ähnlicher Weise wurde mit den serizitisierten Varietäten verfahren. Es konnte festgestellt werden, daß die Serizitbildung stets nur auf Kosten des Anorthoklas stattgefunden hat. Die mikrochemische Reaktion ergab stets viel Kali, nur gelegent-



Profil durch den Maschwitzberg.

Maßstab: 1:25.000 mit $\frac{1}{6}$ Überhöhung.

D. Ker. = Dynamometamorpher Keratophyr. — *D. Qu. Ker.* = Dynamometamorpher Quarzkeratophyr. — *C. S.* = Cenomaner Sandstein. — *B. Z.* = Brandungszone. — *V—V₁* = Verwurf der Nordwestseite. — *L. Qu.* = Labiatusquader. — *B. Qu.* = Brongniartquader. — *Ph.* = Nosean-Nephelin-Phonolith des Maschwitzberggipfels. — *B. G.* = Basaltgang im Labiatusquader des Schützenberges.

lich etwas Natron und Magnesia. Kalkspat bildet gern dünne Häutchen zwischen Serizitlagen. Er entstammt dem Anorthoklas.

Den Quarzkeratophyr nennt Bieber „Eisenglimmergneis“, obwohl kein Eisenglimmer vorhanden ist; er bemerkt ja selbst, daß sein „Eisenglimmer“ völlig opak ist. Überdies betont er den porphyrischen Habitus, ohne sich aber in der fehlerhaften Auffassung dieses Gesteines beirren zu lassen. Die mehr oder weniger serizitisierten und druckgeschieferten Abarten behandelt er wie den: „Eisenglimmergneis“ als völlig selbständige Sedimentgesteine und unterscheidet: „Eisenglimmerschiefer“, „Phyllitgneis“, „Phyllit“ und „Talkschiefer“.

Mit was für Gesteinen der böhmischen Schiefergebirge der Keratophyr und Quarzkeratophyr des Maschwitzberges zu vergleichen wäre, ist noch unbestimmt; doch vermute ich einen Zusammenhang mit den kambrischen, durch Rosival bekannt gewordenen Ganggesteinen von Tejšovic.

Die Kreideplatte selbst ist zum größten Teile aus grobkörnigen Quadersandsteinen zusammengesetzt, die gelegentlich ein feineres Korn annehmen, aber auch förmlichen Kieskonglomeraten Platz machen. Die feinkörnigen Abänderungen führen Fossilien in bloß gelegentlich erheblicher Menge, die grobkörnigen und konglomeratischen sind noch ärmer an Versteinerungen¹⁾ (*Lima multicostata* im Schloßfels von Habstein).

Gar nicht selten aber sind Quader mit Hohlräumen nach zweifellosen, nun gänzlich unkenntlichen Fossilien. Die Wandungen dieser Hohlräume sind gewöhnlich eisenschüssig.

Eine präzise Abgrenzung der zwei bedeutendsten Quaderstufen des unter- und mittelturonen Quaders ist oft überaus erschwert und erfordert ein schrittweises Vorgehen, da die zahlreichen Verwerfungen immer aufs neue zur Aufsuchungen eines bestimmten Horizonts nötigen. Die Fossilarmut ist oft geradezu trostlos und trifft man endlich ein Petrefakt, so ist es meistens ein ganz unbestimmbarer Steinkern von einem zur Stufenfeststellung nicht brauchbaren Tier.

Petrographisch unterscheiden sich die Quaderstufen gar nicht. Als jüngstes sicher bestimmtes Element der mittelturonen Stufe tritt ein kalkreicher, feinkörniger Quader mit zahlreichen Scheren von *Calianassa antiqua*, nordöstlich von Leipa, bei Pießnig auf. Bieber²⁾ hat über diese fossilreiche Schichte referiert und hebt hervor, daß sie ohne Bedeckung durch den Mergel der Priesener Schichten in die Quader der Chlomeker Schichten übergehe. Dies ist nun nicht richtig; denn knapp vor dem westlichen Ende des Dorfes lagern auf den NW fallenden *Calianassa*-Schichten die grauen Mergel des *Inoceramus Cuvieri*, die den Boden und die Umrandung der großen zirkusartigen Mulde im SO des Spitzberges bilden und am südlichen Gehänge mächtig anschwellen. Biebers Chlomeker Schichten sind die längs der Schwoikaer Verwerfung in einen höheren Horizont entrückten älteren Glieder der *Brongniarti*-Stufe.

Sehr problematische Gebilde sind eintweilen noch die absolut versteinungsleeren, mürben Quader von Schießnig, die stellenweise mit Tonmergeln der *Cuvieri*-Stufe in einem Horizont zu liegen scheinen. Leider ist nirgends eine scharfe Grenze zu sehen, als am Haselberge östlich vom Forsthause Vogelbusch bei Aschendorf, wo ein schmaler Basaltgang schnurgerade den Sandstein durchsetzt. An seinem östlichen Ende schwillt der Gang plötzlich an und zertrümmert sich in umgeschmolzenen, fossilreichen Mergeln mit *Inoceramus Cuvieri*, die deutlich über dem Sandsteine liegen. Es dürfte hier, nahezu im Zentrum des Senkungsfeldes, kleinere Schollenverschiebungen vom Charakter der Nachsackungen stattgefunden haben, wodurch auch das keilförmige Eingreifen mancher Quader in die Mergel zu erklären wäre. So ragt der Dohlenstein bei Zuckmantel klippenartig aus den Lettenmergeln heraus, ist aber nur ein erhaltener

¹⁾ Die Armut des modernen Kiessandes an Lebewesen wird von J. Walter besonders betont. Lithogenese der Gegenwart. Jena, G. Fischer, 1894. 3. Teil.

²⁾ Y. Bieber, Verhandl. d. k. k. R.-A. 1882, pag. 136. Dort auch die Liste der Fossilien dieses petrefaktenreichen Quaders.

Rest einer abgesunkenen, kalkreicheren Quaderzunge des Aschendorfer Reviers.

Ebenso wie die Schießniger Quader sind auch die feinkörnigen hellen Quadersandsteine von Bokwen und am NO-Fuße des Münzberges bezüglich ihrer Stellung unsicher. Es finden sich in ihnen lediglich die bogenförmigen, meist $\frac{3}{4}$ cm dicken Wülste, die an einem Ende zuweilen birnenförmig anschwellen. Diese Wülste konnten in den Quadern und plänerartigen Straten aller Stufen beobachtet werden. Trotz eifrigstem Suchen und Versprechen von Belohnungen an die Steinbrecher wurde nicht ein Fossil, nicht einmal ein halbwegs als Fossilrest deutbares Stückchen gefunden.

Wenn die Zuweisung mancher Quader (zum Beispiel des Aschendorfer Reviers) zur Stufe des *Inoceramus Bongniarti* bestimmt ausgesprochen wurde, so geschah es stets mit Rücksicht auf die Überlagerung der fraglichen Quader durch die immer bestimmbareren Mergel der Stufe des *Inoceramus Cuvieri*, die durch Basaltgänge von der Denudation bewahrt blieben. Für das weite Quadergebiet zwischen dem Wilhoscht und Habstein (Sischkenberger Revier) wurde eine noch zu erwähnende plänerige Zwischenlage mit *Inoceramus Bongniarti* maßgebend, indem die Hangendschichten dieser Stufe zugewiesen wurden, ein Vorgang, der stratigraphisch freilich nicht ganz einwandfrei ist.

So viel ist aber gewiß, daß ein großer Teil der Quadersandsteine an den Bruchrändern des Senkungsfeldes von Leipa von den älteren böhmischen Geologen nur deshalb der Chlomeker Stufe zugewiesen wurde, weil sie in einem orographisch höherem Niveau liegen. Es konnte aber leicht nachgewiesen werden, daß das orographische Niveau mit dem geologischen nicht übereinstimmt und einen entgegengesetzten geologischen Charakter hat.

Eine der sogenannten Übergangsschichtung ähnliche Schichtenentwicklung des Grobquaders macht sich besonders schön in der Umgebung von Neuschloß und Drum bemerkbar. Als Studienobjekt eignen sich dazu vortrefflich die Erosionsschluchten des Paulinengrundes und das breite Tal des Robitzbaches zwischen Neuschloß und Hirnsen. Die horizontalen Liegendschichten sind in den tiefen Schluchten noch einige Meter über der Talsohle aufgeschlossen, nehmen dann aber eine geneigte Lagerung an, indem sie nach oben immer steiler einfallen und schließlich einen Winkel von 30—33° gegen die Horizontale bilden. Fast regelmäßig erfolgt das Steilerfallen der Hangendschichten so, daß die Schichtenfugen sehr flach bogenförmig verlaufen. Ich nenne das Phänomen „Löffelstruktur“, weil es mit dem Verlaufe der Ränder ineinandergeschachtelter Eselöfel die größte Ähnlichkeit hat. Überall, wo ich bisher Messungen vornahm, fallen die Schichten nach SSW mit lokalem Abschnellen nach SW. Besonders ebenflächig, mit förmlich linierten Schichtfugen, ist diese Schichtung an den Felsen am Abfluß des Hirnserteiches ausgebildet. Dort läßt sich auch deutlich beobachten, daß sie nach oben von einer horizontalen Schicht abgelöst wird. Der Abstand zwischen der liegenden und hangenden Horizontalschicht beträgt etwa 10 m. Kleinere Erscheinungen dieser Art, wobei der ganze schräg geschichtete

Teil $\frac{1}{2}$ — $1\frac{1}{2}$ m mächtig ist, sind weitaus häufiger. Das SSW-Fallen bleibt aber unter allen Umständen konstant.

Wo die Übergußschichtung allein entwickelt ist, ein Fall, der an den frei aus den Feldern um Neuschloß und Drum ragenden Felsen oft eintritt, könnte sie leicht mit einer tektonischen Schichtenstörung verwechselt werden.

Bei dieser Gelegenheit sei darauf hingewiesen, daß die hier geschilderte Übergußschichtung streng genommen nur eine schräge Strandschichtung ist und mit der echten, für Korallenriffe charakteristischen Übergußschichtung nur im allgemeinen den Ort der Entstehung, die Küste, gemein hat. J. Walter (a. a. O. pag. 639 und 908) betont, daß nur die Ränder der Korallenriffe Übergußschichtung aufweisen und gibt auch eine Erklärung für ihre Entstehung, die völlig abweicht von derjenigen der ebenflächigen, schrägen Strandschichtung. *„Wie ein Zaun, wie eine Reuse umgeben die ästigen Korallen den Saum des Korallenriffes, sie umziehen den Kalksandhügel, schützen ihn gegen die Angriffe der Wogen und sie bedingen es, daß das Kalksediment nicht horizontal ausgebreitet wird, sondern vertikal in die Höhe wächst.“* Und weiter oben: *„Das Wesen der Riffbildung besteht im Sandfangen, im Festhalten des Kalksand an steilen Böschungen, im Fixieren des Sandes innerhalb der brandenden Seichtwasserzone.“* Es wäre vielleicht angezeigt, in Zukunft den Ausdruck „Übergußschichtung“ nur im ursprünglichen Sinne zu gebrauchen. Über die Entstehung der „schrägen Strandschichtung“ die im Gegensatze zur echten, an steilen Brandungsufern sich entwickelnden Übergußschichtung einen flachen Sandstrand voraussetzt, referiert J. Walter¹⁾ im Anschlusse an Hagen: *„Wie Hagen und andere durch Versuche gezeigt haben, modellieren die einen gleichmäßig abgedachten Sandstrand treffenden Wellen das Profil desselben in der Weise um, daß sich eine Sandterrasse unter Wasser in das Meer hinaus auflagert, während gleichzeitig der Sand über Wasser zu einem flachen Wall aufgeschüttet wird. Der Strand fällt unter einem Winkel von 5—25° gegen das Meer. Wenn nun dieses immer eine neue Schicht absetzt, ohne sein Niveau zu ändern, so bildet sich allmählich ein System von geneigten Schichten, welche nach oben von einer diskordanten horizontalen Schicht abgeschnitten werden. Aber nur selten ist der Bestand so regelmäßiger Litoralschichten dauernd. Jeder Sturm verändert ihre Form und damit auch ihre innere Struktur.“*

Das häufigere Auftreten der schrägen Strandschichtung an dem einen Orte, ihr vollständiges Fehlen an anderen, erscheint durch ihre geringe Beständigkeit hinreichend erklärt. Das konstante SSW-Fallen, das nur ausnahmsweise ein südwestliches wird, gibt die Richtung an, woher die Transgression kam. Das Meer lag in SSW und dies erweist die Tatsache, daß mit der Annäherung an das kristallinische Grundgebirge die Entwicklung der Quaderfazies gegenüber der plänerigen fortschritt. Damit hängt natürlich auch die Abnahme der Fossilien zusammen.

¹⁾ A. a. O. pag. 838.

Die Quadersandsteine sind sehr häufig so reich an limonitischem und hämatitischem Bindemittel der Quarzkörner, daß ihr spezifisches Gewicht ein sehr hohes wird. In den Eisenwerken von Hammer wurden die Eisensandsteine des Kummergebirges verhüttet.

Die Härte der Eisensandsteine ist eine bedeutende und schützt sie vor der Verwitterung.

Das Auftreten dieser nur lokal in größeren Massen erscheinenden eisenschüssigen Sandsteine ist verschiedenartig. Häufig bilden sie rötliche Platten als Ausfüllungen der söhligen und saigeren Klüfte. Bei der Verwitterung wurden sie ausgespart und ragen gegenwärtig als horizontale Söller und vertikale Schilder mit gezackten Rändern ins Freie. Ausgezeichnet wurden in diesen Schichten die Fossilien konserviert.

Eine ziemliche Verbreitung haben die Eisensandsteine in der Form von Röhren und Schalen. Die Röhren sind meistens einige Zentimeter dick, erreichen aber auch die Dimension von einem Dezimeter. Der axiale Hohlraum, dessen Querschnitt bald rund, bald viereckig ist, ist mit lockerem Sand erfüllt. Die Eisensandsteinschalen haben einen Durchmesser bis zu einem Meter mit 3—5 cm dicken Schalenwänden. Auch sie umschließen den eisenfreien Sandstein. Zuweilen sinken die Dimensionen der Schalen bis auf $\frac{1}{2}$ cm Gesamtdurchmesser herab.

Durch die große Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung wurden diese Röhren und Schalen freigelegt und bedecken stellenweise in Form von gebogenen Platten, Röhrenstücken, Kugeln und an Granatensprengstücke erinnernden Splittern den Sandboden. Man trifft sie, oft in Gesellschaft von Quarzitblöcken, auf den abradierten Sanden zwischen Oberliebich und Manisch bei Leipä, wo sie den Waldboden buchstäblich bedecken, dann auch auf den Feldern und in den Wäldchen westlich von Habstein, im Walde der Horka von Schwora und an vielen anderen Orten.

Die Oberflächenbeschaffenheit der losen Eisensandsteinplatten ist eine recht interessante. Bald ist sie glatt, mit flachen Eindrücken und einem matten, seidenartigen Schimmer, bald hochglänzend, wie von einem schwärzlichen Lack überzogen, bald wieder von bogenförmigen, parabolisch aus einem Punkte ausstrahlenden Runzeln bedeckt. Auch die Röhren- und Schalenfragmente zeigen diese Erscheinungen. Bezeichnend für das Aussehen dieser Gebilde ist, daß ich in ihnen lange Zeit durch Basalt angeschmolzene Sandsteine erblickte, zumal ich die ersten von ihnen stets in der Nachbarschaft von Basalt fand und die Härtung, Eisendurchträngung etc. als Kontaktphänomen ansprach.

Wir dürfen die beschriebene Oberflächenbeschaffenheit der Eisensandsteinplatten und -röhren als ein Werk der korrodierenden und polierenden Kraft des Flugsandes betrachten. Auch an Wüstensteinen finden wir die beobachteten Phänomene der Glättung, und die lackglänzende schwarze Oberfläche („Wüstenlack“) ist ebenfalls ein lang bekanntes Kennzeichen für den Wüstenschutt. Zeitlich verlegen

wir die Herausbildung dieser Formen und der noch näher zu beschreibenden Quarzitreikanter in die Eiszeit, da die Mächtigkeit der Sande, in denen diese losen Steine liegen, eine zu große ist, als daß sie einen Schluß auf ein jüngeres Alter zuließen, anderseits zwischen der Kreidezeit und Diluvium in Böhmen kein Wüsten- oder Steppenklima geherrscht hat. Der etwaige Einwand, daß die Polituren durch Verwitterung seit so langer Zeit sich verwischt haben müßten, wird durch den Hinweis auf die Erhaltung der feinsten Kritzen in glazialen Geschieben beseitigt. Es mag aber gern eingeräumt werden, daß auf den dürren Heideflächen auch gegenwärtig noch Nachpolituren durch den losen, von Stürmen aufgewirbelten Flugsand stattfinden.

Großes lokales Interesse haben besonders in Leipa von jeher die sogenannten „Gewitterkugeln“, und in der Tat verdienen die oft sehr zierlichen, wie künstlich gedrehten Kügelchen auch die Beachtung des Geologen trotz ihres gewöhnlichen, konkretionären Charakters.

Morphologisch sind die „Gewitterkugeln“ mit den großen sand-erfüllten Eisensandsteinschalen in Parallele zu stellen; sie unterscheiden sich von diesen bloß durch ihre geringen Dimensionen, die zwischen 5 mm und 5 cm schwanken. Gewöhnlich haben sie einen Durchmesser von 1—1.5 cm. Bekannte Fundorte sind die Felder von Manisch und Sonneberg N von Leipa und die Mariannenhöhe im kaiserlichen Tiergarten von Reichstadt. Kleine, außerordentlich zierliche Kügelchen in ungeheuren Mengen fand ich nebst Plättchen von Eisensandstein im (wahrscheinlich oligozänen) Sand beim neuen Friedhofe von Petersdorf unter dem SW-Rande des Koselplateaus. Den Namen führen die Kugeln, weil sie nach einem Gewitterregen besonders zahlreich auftreten. Der Grund dafür ist ja begreiflich, aber die Bevölkerung sieht in den Dingen ähnliche übernatürliche Gebilde wie in den Nummuliten des Kahlenberges von Wien.

Nicht immer ist die Form der „Gewitterkugeln“ kugelig, häufig sind sie birnen-, tropfen- und biskuitförmig. Nach dem Zerschlagen zeigen sie folgendes Bild. Auf eine äußere, durch winzige Sandkörnchen gerauhte, gelbliche Verwitterungsrinde folgt die schwarzbraune, auch rötlichschwarze Schale von Eisensandstein, deren Dimension mit der Größe der Kugeln wächst. Das erzige Bindemittel ist oft, ja in der Regel Hämatit. Bei einem äußeren Durchmesser von 2 cm hat die Schale eine Dicke von 3—4 mm, bei 3.5 cm Durchmesser 5—6 mm. Sodann kommt wieder eine dünne Rinde von bald rötlicher, bald brauner oder gelber Farbe, je nach der Stärke des Verwitterungsgrades, und schließlich eine meist gelbliche, zuweilen auch grünliche Füllmasse, die aus lockerem Sand besteht. Zwischen dem Kerne des Sandes innen und außen besteht nicht der geringste Unterschied. Die innere Rinde und die Schale selbst reagiert stark auf Mangan.

Häufig liegen auf den Fundstätten halbkugelige und kleinere Schalenreste von Gewitterkugeln umher, die ihrer Sandfüllung natürlich beraubt sind. Dies hat die älteren Beobachter zu der Annahme verleitet, daß auch die ganzen Kugeln hohl sind, was aber niemals der Fall ist. Von einigen Dutzend Kugeln war auch nicht eine hohl.

Den Versuch einer Erklärung über die Entstehung der Gewitterkugeln gab vor vierzig Jahren K. Watzel¹⁾.

Er beobachtete auf den stark eisenschüssigen Sandsteinen, die dem Quader der Mariannenhöhe bei Reichstadt eingelagert sind und sich in Gestalt von mehr oder weniger großen Platten aus dem mürben Quader leicht herausbrechen lassen, „halbkugelförmige Erhabenheiten, die wie Blasen, kleiner oder größer, vereinzelt oder dicht gedrängt, auf demselben lagern, so daß es scheint, als ob sie aus einer kochenden, dickflüssigen Masse aufgestiegen wären, um alsbald zu erhärten“. Sodann beschreibt er die losen „Gewitterkugeln“ selbst und bemerkt mit Rücksicht auf ihre verworrene, ungeschichtete Lagerung, daß sie als eine Art Kontaktmetamorphose des Quaders durch den Basalt anzusehen sind.

Diese Erklärung ist entschieden unrichtig. Die kleinen „Gewitterkugeln“ sind ebenso wie die riesigen sanderfüllten Eisensandsteinkugeln konkretionäre Gebilde, wie sie durch Einwirkung von Eisenlösungen auf Sand auch gegenwärtig entstehen, und unterscheiden sich nur durch ihre Größe. Es ist auffallend, wie rasch das Eisensalz im Sande ausgefällt wird und wie zähe es Quarzkörner verkittet. Man hat dies an alten Bomben am Boden des Rheinbettes²⁾ beobachten können. Eine Erklärung erfordert nur die Schalennatur der Kugeln. Ich knüpfe dabei an das sogenannte „Traube'sche Experiment“ an, das vor Jahren viel von sich reden machte; allerdings aus einem ganz andern Grunde, da es zur Erklärung der Entstehung und des Wachstums von pflanzlichen Zellen verwendet wurde. Wirft man einen Splitter von Kupferchlorid in eine wässrige Lösung von gelbem Blutlaugensalz, so scheidet sich auf dem Splitter sofort eine amorphe Haut von braunem Ferrocyan Kupfer ab, die nun als Membran zwischen zwei osmotisch verschieden wirksamen Medien fungiert. Bei einem gewissen osmotischen Überdruck im Innern der zu Anfang des Versuches mit einer nahezu konzentrierten Kupferchloridlösung gefüllten Blase reißt die Membran, verschließt sich aber sofort infolge der nun frei stattfindenden Reaktion. So wächst die Blase zusehends bis zu einer gewissen Grenze, die erreicht ist, wenn der osmotische Gleichgewichtszustand eintritt. Das „Reißen der Membran“ ist nur figürlich zu nehmen; wahrscheinlich findet ein Einschleichen neugebildeter Molekel von Ferrocyan Kupfer in die Lücken zwischen den auseinanderweichenden älteren Molekeln statt; denn selbst unter dem Mikroskop vollzieht sich der Prozeß zwar schnell, aber ohne sichtbares Zerreißen der Membran.

Bei diesem Versuche entstehen auch sehr häufig dünne, schlauchartige „Traubesche Zellen“.

Übertragen wir diesen Versuch auf die Natur, so wird man zugeben, daß eine von Eisenlösung vollgesogene Sandablagerung des Litorals sehr leicht diagenetischen Umwandlungen unterliegt, die sich

¹⁾ Dr. K. Watzel, Beschreibung der im Horizont von Böhmischem-Leipa vorkommenden Gesteine und Mineralien. Programm d. k. k. Obergymnasiums zu Böhm.-Leipa 1861/62. A. a. O. pag. 12—13.

²⁾ Noeggerath, Verh. d. Niederrh. Ges., November 1855.

durch Eisenanreicherungen an der einen, Eisenentziehung an der anderen Stelle bemerkbar machen werden. Denn wird zum Beispiel unter Mitwirkung verwesender Tiere, zum Beispiel Globigerinen, oder Pflanzen der Anstoß zur Ausscheidung des gelatinösen Eisenoxydhydrats gegeben, so setzt sofort eine Diffusionsströmung ein, die allerdings langsamer verläuft als in einer leichtbeweglichen Flüssigkeit. Wurden doch solche diagenetische Wanderungen der Eisensalze selbst in den lehmartigen Lateriten¹⁾ zur Erklärung des Wechsels zwischen den eisenreichen Knollen und Eisenoolithen mit eisenarmen Zwischenmitteln herangezogen. Gleichzeitig entsteht aber auch eine osmotische Strömung durch die amorphe Haut von Eisenoxydhydrat hindurch, die so lange anhalten wird, bis das osmotische Gleichgewicht erreicht ist. Es liegt dann eine Blase mit einer eisenreichen Haut oder Rindenkruste in einem eisenärmeren Medium.

Die überaus große Häufigkeit mancher Sandfelder an „Gewitterkugeln“ und Eisensandsteinplatten und -röhren darf uns in Anbetracht des Umstandes, daß sie ja nur die auf eine Fläche projizierten Denudationsrelikte einstens weitaus mächtigerer Ablagerungen sind, nicht wundern. Noch in größerer Tiefe ist der lichtgelbe Sandstein sehr mürbe. Wo die „Gewitterkugeln“ noch im ursprünglichen Gesteinsverbande liegen, ist die Zahl nur lokal eine auffällig große.

Die Anreicherung des Litoralsandes an Eisensalzen in bedeutenderer Mächtigkeit und großer Ausdehnung ist nach J. Walther teilweise auf die Rechnung von Strandmooren zu setzen. Auch Dünen enthalten häufig eisenreiche Lagen eingeschaltet, die aber niemals so mächtig werden wie die Eisenlager unter den Torfmooren der Küste. Der Kreidesandstein unseres Gebietes zeigt diese beiden Entwicklungstypen und es ist wohl nicht zu bezweifeln, daß manche Felsen alte Dünen sein dürften. Beweiskräftige Schichtungsformen konnten aber bisher noch nicht ermittelt werden.

Um die in den vorigen Zeilen niedergelegte Theorie über die Entstehung der „Gewitterkugeln“ zu prüfen, wurden folgende Versuche gemacht. In einem geräumigen Becherglase wurde ein Brei von Sand und einer fast kaltgesättigten Eisenvitriollösung angerührt. Sodann wurden, um den Verlauf des Versuches beobachten zu können, entlang der Innenwand des Gefäßes kleine Stückchen von Ätznatron bis in die Mitte des steifen Breies eingesenkt, was sehr schnell geschehen mußte, um einer vorzeitigen Füllung zu begegnen. Es bildete sich bereits nach wenigen Sekunden ein amorpher grüner Niederschlag von Eisenoxydulhydrat, der als dünne Haut das Ätznatronstückchen umhüllte. Diese Membran nahm rasch an Dicke und Umfang zu und breitete sich schließlich als kreisförmige Projektion einer Kugelschale an der Innenwand des Becherglases aus. Nach einigen Stunden war ein stationärer Zustand erreicht, indem keine Ausbreitung der Membran mehr stattfand. Dagegen reicherte sich die Rindenpartie an Eisen an, während das Innere der kugel- und birnenförmigen Gebilde sich aufhellte. Am anderen Tage war zu sehen, daß die äußerste

¹⁾ J. Walther, Lithogenesis der Gegenwart. Jena, G. Fischer, 1894. Vgl. für diese Fragen besonders pag. 591, 700—702, 709, 808 ff.

Peripherie eine 2—3 mm dicke, scharf abgegrenzte Rinde bildete, die bereits so hart war, daß sie dem Eindringen eines stumpfen Holzes kräftigen Widerstand leistete. Die nächste innere Zone der Konkretionen war noch immer schwach lichtgrün gefärbt. Übergänge verbanden diese Zone mit der Kernpartie, die eine ähnliche Färbung zeigte wie der äußere graue Sandbrei. Nach mehrstündigem scharfen Trocknen des Breies konnten die Konkretionen mittels warmem Wasser als harte Knollen und Kugelschalen isoliert werden. Diese Versuche werden noch fortgesetzt.

Plänerige Schichten des Turons wurden bisher nur als Einlagerung im Quader angetroffen. So erstreckt sich ein im frischen Zustande blaugrauer, ziemlich dünnplattiger Pläner (lokal Kalkstein genannt) mit zunehmender Mächtigkeit von der Auscha—Sterndorfer Verwerfung gegen Süden. Die Schichte ist ziemlich reich an Fossilien. Kleine, aber gut ausgebildete Exemplare von *Inoceramus Brongniarti* ermöglichen die Bestimmung der Stufe. Der allmähliche Übergang dieser Plänerschichte in Quadersandstein läßt sich über Hirschmantel und Oschitz gegen Dürcheln gut verfolgen.

Als Baustein taugt dieser Pläner nicht, weil er an der Luft bald auflüßert und mürbe wird. Dagegen liefert er ein gutes Bindemittel für den Straßenbau und läßt sich auch zu Kalk brennen. Düngungsversuche, die auf Anraten des Verfassers mit diesem Pläner gemacht wurden, ergaben auf Sandböden ausgezeichnete Resultate.

Weite Verbreitung, aber bezeichnenderweise nur in den Tiefenlagen, haben die bisher als die jüngsten Vertreter der marinen Ablagerungen der Kreide erkannten blauen Tonmergel der Stufe des *Inoceramus Cuvieri* (Priesener Schichten, Bakulitentone). Sie besitzen eine bedeutende Mächtigkeit. Bei Robitz, am Ausgange des romantischen Höllengrundes SW von Böhm.-Leipa, reichen sie nicht bloß ziemlich hoch am Gehänge des Koselplateaus hinauf, sondern wurden auch bei einer Tiefbohrung (auf Kohle!) in 80 m Teufe noch nicht durchschlagen. Hier wechsellagern sie in mächtigen Bänken mit 0.5—1.5 m dicken, sehr feinkörnigen Sandsteinen und fallen längs der Mittelgebirgsverwerfung vom *Brongniarti*-Quader des Höllengrundes weg nach WNW ein. Die feinsandigen Zwischenlagen sind vollständig fossilieer, die Mergelschichten aber enthalten hier wahrhafte Riesen von Inoceramen bis 0.5 m² Größe. Außer *Inoceramus Cuvieri* wurde auch ein Wirbel von *Inoceramus Brongniarti* gefunden. Leider wollte es noch nicht gelingen, ganze Exemplare dieser leicht zerfallenden Bivalven zu erhalten.

Aus den *Cuvieri*-Mergeln am südlichen Gehänge des Spitzberges von Leipa wurden zahlreiche wohlerhaltene Vertreter der für diese Stufe bezeichnenden Zwergfauna zutage gefördert. Aus der Fülle der Aufsammlungen erwähne ich von dieser Fundstätte: Einige Arten von Seeigeln, *Scala decorata*, *Turritella multistriata* (sehr häufig), *Nucula semilunaris* (sehr häufig), *Hamites bohemicus*, *Baculites* sp., *Dentalium medium*, *Inoceramus Cuvieri* etc. etc. Die Aufzählung aller Arten würde hier zu weit führen.

Auch Ammonitenfunde wurden in den Mergeln dieser Stufe gemacht; ihre Bestimmung konnte noch nicht durchgeführt werden

Die größte bisher konstatierte Mächtigkeit dieser Stufe beträgt etwas über 100 m (Pießnig 240 m — SO-Fuß des Spitzberges bei Leipa 343 m).

Von besonderer Wichtigkeit wurde die Fixierung dieser Stufe für die Erkenntnis des Leipauer Beckens als Senkungsfeld, ferner für die Bestimmung der fossilereen Quader des weitausgedehnten Terrains zwischen Kosel und Habstein, da am Lettenhübel¹⁾ bei Neuschloß die *Cuvieri*-Mergel diesen Quader unmittelbar überlagern. Dem „Emscher“ entsprechende Ablagerungen wurden nicht beobachtet. Die „Chlomeker Schichten“ der älteren böhmischen Geologen erwiesen sich bisher stets als ältere Schichten, andererseits als tertiäre Ablagerungen.

Durch den Ausbau der Lokalbahn Böhm.-Leipa—Steinschönau wurden in nächster Nähe der Stadt im Hangenden der *Cuvieri*-Mergel dieselben eigentümlichen Wechsellagerungen von Tonen und Sanden bloßgelegt, wie wir sie aus Robitz beschrieben haben; außer schlecht erhaltenen Pflanzenresten erwiesen sie sich gänzlich fossilleer.

Die zuméist in Einschnitten gewonnenen Profile wurden wegen Terrainrutschungen zugeschüttet und konnten nur als photographische Aufnahmen erhalten werden. Unterhalb des Bahnhofes „B.-Leipa-Stadtpark“ waren langgezogene Bänke von feinem Sand mit glimmerführenden Mergeln wechsellagernd erschlossen. Trotz langem Suchen wurden nur schlecht erhaltene Blattabdrucke und der Stengelteil einer an Bärlapp erinnernden Pflanze gefunden. Dagegen war die Oberfläche der durchfeuchteten Mergel- und Sandplatten reich an Kriechspuren. Die Mächtigkeit der wechsellagernden Schichten schwankt zwischen 10 und 50 cm, Streichen h 23, Fallen zirka 10° SW. Längs einer flach nach NO fallenden diskordanten Abrasionsfläche und dieser parallel aufgelagert folgten auf die liegenden Sande und Mergel abermals ähnliche, aber dünner geschichtete Wechsellagerungen von dem gleichen Material in einer Mächtigkeit von mehreren Metern.

In den mürben, gelben Sanden, die weiter unterhalb eine Aufschlußmächtigkeit von etwa 5 m erreichten, konnte neben vertikalen, unregelmäßigen Absonderungen auch wellige, untereinander rohparrallele Absonderungen beobachtet werden, die sich durch ihre breiten, bräunlichen Verwitterungssäume scharf abhoben. Eingelagert in diesen Sanden fand sich eine große, unregelmäßige, linsenartige Partie von 3 m Länge und 1/2 m Dicke, die aus zahlreichen größeren und kleineren Mergelinschlüssen, von eckigen Formen gebildet wurde. Die Mergel und Sande erwiesen sich absolut versteinungsleer.

Bei dem 150. Kilometerstein der „Böhmischen Nordbahn“ war eine Verwerfung bloßgelegt. Die dünngeschichteten Sandwechsellagerungen schnitten längs einer nach Süden fallenden Linie an dem gelblichen Quadersandsteine ab, der bei Ober-Liebich und Manisch ansteht. Die Verwerfung war beiderseits durch eine 3 1/4 m mächtige, sehr eisenschüssige und harte Sandlage begrenzt. Die wechsellagernden Schichten zeigten ein südwestliches Einfallen.

¹⁾ Hier fand Herr Pfarrer P. Hahnel in Halstein außer der sehr häufigen *Nucula semilunaris* schöne Exemplare von *Hamites bohemicus* und *Aporrhais* sp.

Wo der Weg von der Ziegelei an der Ober-Liebicher Straße zur Schleifmühle durch die neue Bahntrasse geschnitten wird, waren wieder die wechsellagernden Schichten (der Sand 15—20 cm mächtig, ebenso, gelegentlich auch mächtiger, die rötlichen Mergel) aufgeschlossen mit Streichen N 335°, Fallen 20° WS. Das Streichen und Fallen änderte sich stellenweise so rasch und im entgegengesetzten Sinne, daß der Schluß auf eine Art Diagonalschichtung nahegelegt war, und in der Tat trat unterhalb des Feldkreuzes Kote 282 m, 2 km vor Manisch, an der rechten Wand des Einschnittes eine etwa 25 m lange, 1 m mächtige Linse zutage, an die sich eine zweite anschloß. Sie bestand aus Wechsellagerungen von Mergel und Sand mit bemerkenswerter Geröllführung. Bei der Papier- und Schleifmühle läuft der Bach auf den blauen Letten der *Cuvieri*-Stufe. Sie werden von den hier beschriebenen Straten überlagert. Knapp vor Manisch war die rasch auskeilende und wechselnde Schichtung besonders ausgeprägt. Die Mergel nahmen an Mächtigkeit ab, der Sand zu. Die Gerölle wurden immer häufiger; das Material bestand aus Granit, Kieselschiefer, Hornstein, Quarz und Quarzporphyr. Der Grad der Verwitterung dieser Gerölle war ein hoher. Im Hangenden folgte eine Lage weitaus frischerer Gerölle der diluvialen Schotterterrasse mit Basaltgeschieben.

Zwischen Manisch und Ober-Liebich, am zweiten, westlichen Feldweg parallel zur Straße, befindet sich am Rande eines Wäldchens eine Sandgrube. Zu unterst liegen gelbliche Sande mit spärlichen Geröllern (Quarz, gelegentlich ein Porphyrstückchen), darüber eine $\frac{1}{2}$ m mächtige Bank von sandigen, glimmerhaltigen Mergeln, die namentlich als Besteg angereichert sind. Massenhaft finden sich in diesen Mergeln kohlige, plattgedrückte Reste von unbestimmbaren Stengelteilen. Darüber kommt wieder Sand mit mergeligen Schichten. Eine Linsenstruktur ist schwach, aber deutlich genug ausgeprägt.

Diesem Schichthorizont gehören auch die Sande der Manischer Sandgrube an, die frei von Mergel einlagerungen, zahlreiche und große Gerölle führen und aus einem System von auskeilenden Schichten bestehen.

Zwischen Manisch und Wolfersdorf liegen deutliche Anzeichen vor, daß die geschilderten Schichtenverbände später wieder umgelagert worden sind.

Bei Schwora wurden die sandig mergeligen Wechsellagerungen im Hangenden der *Cuvieri*-Mergel angetroffen. Ebenfalls fossilifer, zeigen sie hier ein Überwiegen der sandigen Schichten. Es wurde folgendes Profil gewonnen:

1. Ackerkrume 10—30 cm.
2. Mergel und Sand, wechsellagernd in dünnen Schnüren, 40 cm.
3. Lockerer Sand mit Tonschmitzen, „Gewitterkugeln“, Einsprenglingen von Röteln, einem schwärzlichen, an Kohle erinnernden Metalloxyd, 5 m.
4. Blaue Letten der *Cuvieri*-Stufe, an der Luft zu grauen, glimmerreichen Mergeln zerfallend, mit zahlreichen verkohlten Pflanzenresten und marinen Fossilien (*Arca*, *Astarte*, *Nucula* etc.). 1 m aufgeschlossen, geht in unbestimmte Tiefe.

Die Sande an der Kaiser Franz Josefstraße in Leipa gehören sicher dieser Stufe an, der Boden der Stadt Leipa selbst besteht zum größten Teile aus den geschilderten Sandmergelwechsellagerungen, die, auf den blauen *Cuvieri*-Mergeln lagernd, im Hangenden von Diluvialschottern begrenzt werden. Nach den von Herrn Lindner, städtischem Wassermeister von B.-Leipa, gütigst mitgeteilten Profilen übersteigt die Gesamtmächtigkeit der Wechsellagen an keiner Stelle den Betrag von 5—6 m.

In der Umgebung von Niemes kann man sich ebenso wie in der Sommerschen Ziegelei in Altleipa von dem vorbasaltischen Alter der Sandmergelwechsellagerungen überzeugen. Dort sind am Gehänge des Wachberges, zwischen Barzdorf und Niemes, mehrere Ziegeleien mit guten Aufschlüssen.

Der Sand dominiert entschieden über die Mergeln. Einige gegenwärtig stark verwitterte Gänge und Lagergänge von Basalt haben die Ablagerungen im Kontakt verändert. Die Mergel sind gefrittet und umgeschmolzen, der Sand in Sandstein mit Säulenabsonderung umgewandelt. Die Mergel zerfallen in polyedrische Stücke, die Sande zu Säulchen mit scharfen Kanten und polygonalem Querschnitt. In der ersten Ziegelgrube beim Bahnhofe Barzdorf zeigt der Sandstein ein an S-förmige Faltung erinnerndes Bild, doch kann man sich leicht überzeugen, daß diese Erscheinung mit einem Faltenwurf nichts gemeinsam hat, sondern lediglich auf einer bogenförmig verlaufenden Säulenabsonderung beruht. Fossilien wurden nicht gefunden.

Zweifellos liegt dieser Säulenabsonderung eine bestimmtere Ursache zugrunde, als die bloße Einwirkung der Hitze des Basalts; denn sonst müßte man sie auch in den älteren turonen Quadern beobachten, die so häufig von großen und kleinen Gängen durchzogen sind. Das Wahrscheinlichste ist, daß dieses Phänomen nur in lockeren Sanden von mehr oberflächlicher Lagerung ausgebildet werden konnte; denn in tieferen Lagen erfolgte die Auskühlung zu langsam und unter einem zu starkem Druck der hangenden Schichten, um eine Lösung in Säulen zu bewirken.

Eine direkte Auskunft über das Alter der in den vorigen Zeilen behandelten Ablagerungen ist an keiner Stelle geboten, doch scheint nach ihrem ganzen Charakter, dem sprungweisen Wechsel der Fazies in Form konkordanter Wechsellagerungen von Sand und Mergel für ein tieferes Entstehungsbereich im Litoral zu sprechen. Wohl mögen auch festländische Bildungen unter ihnen sein, teils Transportmassen von Flüssen, teils Dünenrelikte, ohne daß es wegen des Fehlens aller Anhaltspunkte über die Anwesenheit animalischer Lebewesen möglich wäre, einen sicheren Schluß auf Alter und Art zu ziehen. Wir dürften uns indessen vom Richtigen nicht zu weit entfernen, wenn wir die Entstehung dieser litoralen Straten in die Zeit versetzen, als sich das turone Kreidemeer nach SW hin zurückzog, also etwa an die untere Grenze des „Emscher“. Heute haben diese jüngsten Kreideablagerungen im Gebiete des Kartenblattes eine charakteristische Stellung, insofern sie gemeinsam mit *Cuvieri*-Mergeln die großen, durch Senkungen entstandenen Depressionen am Rande der Quaderplatte erfüllen, wo sie nun nach der teilweisen Entfernung der jüngeren

Sedimente des Tertiärs entblößt liegen. Auf den Höhen der Kreidetafel suchen wir sie vergebens; dort erscheinen als jüngste kretazische Ablagerungen die *Brongniarti*-Quader und nur vereinzelt die durch Basalt gefestigten und vor der Abtragung bewahrten Reste der einst ausgedehnten und mächtigen *Cuvieri*-Mergel als Beweis der kräftig wirkenden postkretazischen Denudation.

So wurden diese Ablagerungen besonders wertvoll für die endgültige Erkenntnis des Leipäer Beckens als Senkungsfeld. Durch sie wurde auch der Beweis erbracht, daß die von Nord nach Süd gestreckte, 5 km breite Talung von Grünau bei Niemes ein Grabenbruch ist, der an der östlichen und westlichen Flanke von Basaltaufbrüchen begleitet wird. Die östliche Reihe wird gebildet durch den Roll, Limberg und Tölzberg, die westliche durch den Kamnitzberg, Wellnitzberg und Laufberg. Der Graben setzt sich nach Norden in das Blatt Haida fort.

Im Innern des Grünauer Grabens und des Senkungsfeldes von Leipä sind Basaltergüsse ziemlich verbreitet.

Obwohl ein Gesamtbild der tektonischen Vorgänge im Bereiche der Quaderplatte noch nicht gegeben werden kann, so haben die Beobachtungen doch bisher ergeben, daß weit mehr Verwerfungen, beziehungsweise Störungslinien die eintönigen Sandsteine durchziehen, als man auf den ersten Blick annehmen möchte.

Besonders scharen sich die Störungslinien und Verwerfungen am Rande des Leipäer Senkungsfeldes, das bei Niemes mit dem Grünauer Graben zusammenhängt. Malerisch ist die Landschaft am nördlichen und westlichen Bruchrande, wo die ErguBruinen des Mittelgebirges in Form einer grünen Bergmauer abbrechen, durch die sich der Polzen in elbwärts gerichtetem Laufe sein enges Tal gesägt hat. Von den peripheren Bruchrändern aus dringen mehrere Störungslinien in das Innere der Kreideplatte. Von Robitz verläuft eine Bruchlinie in SW-Richtung über die Kosel gegen Auscha, wo sie mit dem Egerbruche zusammentrifft und die Südgrenze des Mittelgebirges geologisch und morphologisch zum Ausdrucke bringt. Bei Littnitz vereinigt sich diese radiale Bruchlinie mit den peripheren Störungszonen der Teichtalung zwischen Drum und Hirschberg. Über Haida läßt sich der Egerbruch noch weiter nordwärts bis zum Elbruch (Lausitzer Verwerfung) verfolgen. Der Störungsrichtungen im Gebiete des Aschendorfer Quadersandsteines ist bereits gedacht worden. In ihrem weiteren Verlanfe liegt das Polzentale von Straußnitz bis Tetschen.

Eine morphologisch bedeutende Stellung nimmt innerhalb der Bruchlinien im Süden des Senkungsfeldes von Leipä das Kummergebirge ein als ausgezeichnetes Beispiel für einen rings von Sprüngen umzogenen Horst.

Die südliche Bruchlinie der zerfurchten Platte des Kummergebirges ist zugleich die nördliche Grenze der großen Teichtalung, die von Neuschloß an eine deutliche SO-Richtung besitzt. Hier ragen zahlreiche isolierte Kuppen auf und verleihen der Um-

gebung des seenartigen Hirschberger Teiches einen hohen landschaftlichen Reiz.

Noch auffälliger als am Südbruche des Kummergebirges ist die Wechselbeziehung zwischen eruptiven Ergüssen und Bruchlinien am westlichen Abbruch ausgeprägt.

Diese Bruchlinie ist hier durch den staffelförmigen Abfall des Kummergebirges deutlich vorgezeichnet und verläuft von SW nach NO. Die Sprunghöhe beträgt über 100 *m*. Noch im Kummergebirge selbst, aber bereits hart an der Bruchstelle erhebt sich weithin sichtbar der buchengekrönte Basaltaufbruch des Eichberges bis zu einer Höhe von 461 *m*.

Außerhalb der Bruchlinie erheben sich dichtgedrängt auf dem kleinen Raume zwischen Rehdörfel und dem Kummergebirge die Mickenhaner Steine, durchwegs phonolithische und basaltische Aufbrüche. Der Bruchlinie zunächst und mit ihr parallel streicht der schmale Phonolithrücken des „Langen Berges“, von dessen klippigem Kamm aus ein sehr instruktiver Blick auf den geologischen Charakter der nächsten Umgebung geboten wird.

Die übrigen Kegelberge sind durchweg basaltisch. Unter ihnen schwingt sich der schwarze Felsenturm des „Kahlsteines“ bis zu 420 *m* empor. Sein Gestein zeigt sehr schöne, säulenförmige Absonderung. Mit dem benachbarten Meichelsberg (Malcherberg der Karte) bildet er eine Gangruine. Auffällig ist der Olivinreichtum des Kahlsteinbasalts. Stellenweise ist der schwarze Felsen wie gespickt von großen und kleinen „Olivinbomben“. Neben kopfgroßen, selten größeren Exemplaren dieser Primärausscheidungen eines magnesiareichen, aber tonerdearmen Magmas finden sich noch faust- bis haselnußgroße, stets abgerundete Knollen. Ihr Habitus gleicht völlig dem grobkörnigen Olivingesteine des Ultentales, beziehungsweise dem des mächtigen Ganges, der den Grat Zoccolo—le Mandrie zwischen Ulten- und Rabbital durchquert. Neben den grünen Körnern des Olivins finden sich stets Bronzittäfelchen, Chromdiopsid und Spinell.

Wie in allen Gang- und Deckenbasalten tritt der Olivin auch hier als alter, individualisierter Gemengteil auf, freilich nur in Form von Körnern. Kein Basalt im Kartengebiet führt aber den Olivin in so zahlreichen und großen Körnern wie der des Kahlsteins und Meichelbergs. Als Seltenheit fand ich einen individualisierten, vollständig frischen Olivin von der Größe einer Kinderfaust.

Selbst die frischesten Olivine sind von unregelmäßigen Sprüngen durchzogen. Die Sprungkanäle sind öfters von gelblicher Glassubstanz erfüllt.

Der Bronzit der Olivinknollen ist eisenreich, das konoskopische Bild von Spaltblättchen homochromatisch. Der Diallag bildet stets kleinere Körner als der Bronzit und ist überreich an Einschlüssen.

Der Kahlsteinbasalt führt außer Olivinknollen noch Einschlüsse anderer Gesteine in verschiedensten Größen. Am häufigsten sind umgeschmolzene Einschlüsse von Granitit und Sandstein, seltener solche von Glimmerschiefer und einem noritartigen Gestein.

Die Granite entbehren jedes glimmerartigen Minerals. An seiner Stelle hat sich ein pleonastähnlicher Spinell und farbloser Augit gebildet. Der Spinell bildet zierliche Kriställchen, sehr häufig zu „Wolken“ (Rosenbusch) gehäuft, der Augit umschließt kranzartig die von konzentrischen Sprüngen durchzogenen, resorbierten Quarze, die in einer Glaszwischenmasse eingebettet sind. Die Feldspate (Oligoklas) sind von der Resorption weniger betroffen worden, zeigen aber stets die randliche Kassettenstruktur Foullons. Die von Foullon als Feldspat gedeuteten rhombischen Neubildungen konnten als Korrierit bestimmt werden.

Die Sandsteineinschlüsse liefern das in der Literatur bekannte Bild. Einzelne fleckenartige Partien der Dünnschliffe sind schwärzlich bestäubt von einem unbestimmbaren Mineral. Die Einschlüsse von Norit sind gar nicht resorbiert und sehen so intakt aus, daß man sie eher für eine Primärausscheidung, als für fremde Gebilde halten möchte.

Der zeolithenberühmte Neubauerberg besteht aus Hornblendebasalt, der als Schlotausfüllung in einem Tuffmantel steckt.

Über die geologischen und petrographischen Beobachtungen an den Mickenhaner Steinen wird im nächsten Jahre ausführlich berichtet werden.

In das Bereiche der Störungslinie am Nordrande der Teichtalung Drum—Hirschberg gehört auch der Hölzelberg. Er bildet einen unscheinbaren flachen Hügel zwischen *km* 74·6 und *km* 74·4 an der Straße von Leipä nach Habstein und erhebt sich sehr nahe am Westende des Hirnserteiches aus den versteinungslosen Quadern der Stufe des *Inoceramus Brongniarti*. Das Gestein ist ein stark zersetzter Hornblendebasalt mit ausgezeichnet periradial struierten Säulen. In den hellgebleichten aus Eruptivbreccie bestehenden Tuffmantel zweigt ein saigerer Gang ab.

Das Innere des Schlotes ist durch einen alten, nun verlassenem Steinbruch kraterartig erschlossen und enthüllt zahlreiche instruktive Einzelheiten. Beim Eintritt fällt sofort ein kolossaler Einschluß (11 *m* Durchmesser und 6 *m* Höhe) von schwärzlichen Mergeln auf, die überreich sind an den zierlichen Formen der für die Tone der Stufe des *Inoceramus Cuvieri* bezeichnenden Zwergfauna. Bei der gewaltigen Größe dieses Einschlusses und eines nur etwas kleineren zweiten, der im Hangenden eine Partie von Quader trägt, auch mit Rücksicht auf die stratigraphischen Verhältnisse und endlich in Anbetracht der geringen randlichen Kontakterscheinungen dürfen wir schließen, daß diese Massen bei der Eruption in den Schlot gestürzt sind, also auf gleiche Weise in das Magma gebettet wurden, wie die gewaltige Tufkugel von 4 *m* Durchmesser mitten im Basalt des Neubauerberges. Außerdem befindet sich im Basalt ein etwa Kubikfuß großer, zu Porzellanjaspis gefritteter Mergelinschluß. Die ausgebleichte Eruptivbreccie, der zersetzte Basalt und die Mergelinschlüsse wurden vom Verfasser als Düngungsmittel für die Sandböden der Umgebung empfohlen und von den Ökonomen mit großem Erfolge benützt.

Die Störungslinie am Südrande der Drum—Hirschberger Teichtalung wurde bisher erst in ihrem Abschnitte zwischen Littniz und Habstein studiert. Bei Littniz, wo die als Fortsetzung des Egerbruches verlaufende Verwerfung Auscha—Sterndorf am Nordrand des domartig sich aufwölbenden Wilhoscht (610 m) vorüberzieht, sind am rechten Bachufer die zu einem zähen Letten verwitterten *Cuvieri*-Mergel aufgeschlossen. Sie ziehen sich über Rein am Gehänge des Wilhoscht empor, werden aber schließlich durch versumpfte Wiesen und Gerölle verdeckt. Nördlich von dieser Bruchlinie erhebt sich aus der Niederung die plateauartige Tuffunterlage einer einstigen großen Basaltdecke, von der bloß der spitzkegelförmige Rhonberg erhalten blieb. Hart an der Sandsteingrenze, in etwa 340 m Seehöhe, treten zwei tuffumhüllte Basaltgänge zutage. Im Tuff liegen unter anderem viele Auswürflinge eines phonolithartigen Gesteines mit zahlreichen idiomorphen, rötlichen Glimmerblättchen. Unmittelbar am Bruchrande selbst, an der Ausmündung der Sterndorfer Straße in die kleine Ebene von Littnitz, ist rechts im Sinne des Anstieges ein ziemlich mächtiger Gang von dichtem Basalt im Tuff aufgeschlossen, der mit der Verwerfung parallel läuft.

Der Sandstein ist der nämliche Grobquader wie auf der West- und Südseite des Wilhoscht. Während er aber auf diesen Seiten ungestört liegend in mächtigen horizontalen Bänken bis in eine Höhe von 550 m emporreicht und in großartigen Wänden gegen Sterndorf abstürzt, ist er auf der Ostseite steil geschleppt und zieht sich bloß bis in eine Höhe von etwa 480 m empor. Die Grenze gegen den Gipfelphonolith ist hier durch Gehängeschutt verdeckt. Die Zugehörigkeit des versteinungsleeren Quaders zur *Brongniarti*-Stufe wurde aus dem Grunde angenommen, weil auf der Westseite eine plänerige Zwischenschichte mit *Inoceramus Brongniarti* zutage tritt, die zu beiden Seiten der Sterndorfer Schlucht im gleichen Niveau liegt und die Quader unterteuft. Auf der Ostseite konnte diese Schicht, die noch auf der Südostseite des Berges gut aufgeschlossen ist, trotz der günstigen Gesteinsentblößung weder im Niveau der Westseite noch überhaupt angetroffen werden.

Der Gipfelphonolith bildet eine flache Kuppe mit vertikaler Plattenklüftung. Das Gestein ist reich an Tafeln von Sanidin, die bis 1 cm groß werden. Der Quader der Westseite ist an der unmittelbaren Grenze gegen den Phonolith außerordentlich hart und bildet eine kiesige Breccie mit quarzitischem Bindemittel.

Es ist nach diesen Ausführungen nun nicht länger zu zweifeln, daß der Wilhoscht trotz seiner verlockenden „Kuchengestalt“ kein Lakkolith¹⁾ ist. In so groben, spröden Sandsteinen erlischt die Mög-

¹⁾ Ich hielt es für notwendig, auf diesen Umstand hinzuweisen, weil die meisten populären Schriften den Wilhoscht geradezu als klassisches Beispiel eines Lakkolithen behandeln. Dies ist auch der Fall im Kapitel „Geologie“ der „Heimatskunde des polit. Bezirkes B.-Leipa“ (herausgegeben vom Bezirkslehrerverein, 1. Heft, 1. Lieferung 1904). Der anonyme Verfasser dieses Kapitels behandelt Dinge, denen er gar nicht gewachsen ist, in einer Weise und mit einer Unkenntnis der allelementarsten Lehren der Geologie, wie man sie nicht einmal von einem Volksschullehrer vergangener Jahrzehnte hätte erwarten dürfen.

lichkeit einer Schichtenaufwölbung, zumal ja die Mächtigkeit der Schichten keine so bedeutende war, daß ihr Druck die Liegendschichten hätte plastisch machen können. Bei der Sprödigkeit des Quarzes ist es überhaupt ausgeschlossen, daß man irgendwo im Gebiete der Kreideplatte Lakkolithen mit einem periklinalen Quadermantel antreffen könnte.

Im Bereiche der Störungslinie liegen noch die kleineren Basaltdurchbrüche beim neuen Friedhof von Hohlen und am Lettenhübel bei Neuschloß.

Eine außerordentliche morphologische und geologische Selbstständigkeit besitzt das weite, bereits dem Mittelgebirge angehörige Koselplateau. Es umfaßt mit seinen Flanken ein Gebiet von über 30 km^2 und reicht von Neustadt bis Drum, von Waltersdorf bis Robitz. Die Kosel ist wohl die größte Basaltdecke des Kartenblattes und bildet den letzten östlichen Anteil des Mittelgebirges gegen das Senkungsfeld von Leipa. Der Olivinbasalt ruht im südlichen Abschnitt auf Lapillituff, der eine Mächtigkeit von 70 m erreicht und an der Basaltgrenze einen sehr ergiebigen wasserhaltenden Horizont repräsentiert. Im Koselberg (596 m) wird die Basaltdecke gegen 150 m mächtig, nimmt dann nach Norden rasch an Mächtigkeit ab, so daß stellenweise zwischen Neuland und dem Königsberge die die nördliche Unterlage bildenden weißen Sande des Oligozäns zutage treten. Am Königsberg bildet die Decke einen imposanten Wandabsturz von 50 m Höhe. Ausgedehnte Halden von gewaltigen, zum Teil viele Kubikmeter messenden Blöcken erfüllen den westlichen Abhang des Königsberges. An einer Stelle haben sich einige Blöcke so aneinandergelegt, daß sie eine Höhle frei lassen, die man hier „Krater“ nennt und als Sehenswürdigkeit bezeichnet, obwohl an weit interessanteren Naturgebilden in der nächsten Nähe kein Mangel ist. Am Nordgehänge ragt ein schwarzer Felsenzahn, der basaltische Ertelsberg, aus dem Tuff und bezeichnet den von der Denudation bloßgelegten Ausbiß eines Basaltganges. Am westlichen Fuße des Plateaus, im Tale von Waltersdorf, sind überall Aufschlüsse der fossilreichen, von den weißen Sanden des Oligozäns überlagerten *Cuvieri*-Mergeln anzutreffen, während der Sockel der Nordseite aus dem Grobquader der *Brongniarti*-Tuffe zusammengesetzt ist.

An der östlichen Flanke des Koselplateaus erhebt sich aus den Mergeln, deren Zugehörigkeit zu den *Cuvieri*-Mergeln nicht mit Bestimmtheit erkannt wurde, das periklinale Plattengewöllbe des phonolithischen Münzberges. Das schöne Gestein, von dem ich leider noch keine Schiffe besitze, erinnert eher an ein körniges Gestein und hat einige Ähnlichkeit mit dem sogenannten Phonolith des Kleisberges bei Haida.

Nirgends ist hier ein unmittelbarer Kontakt des Phonoliths mit den Mergeln zu sehen, so daß kein Anhaltspunkt über die Art der Eruption vorliegt; denn die modellartige periklinale Wölbung der großen Platten, die auf dem Gipfel horizontal liegen, an den Flanken immer steiler werden, spricht ebensogut für eine Querkuppe als für einen Lakkolithen. Gegen die „Stange“ taucht der Phonolith unter die bald größeren,

bald feineren Quader (Stufe?) hinab, die am unmittelbaren Kontakt gefrittet sind.

Oberhalb von Schneiders Ziegelei in Robitz, an der Straße nach dem Dorfe Kosel, liegen kolossale Blöcke von Basalt, die eine schmale Ellipse einschließen. Die Mergel sind zunächst diesen in Lehm gebetteten Blöcken gefrittet. Die Auffassung dieser Blöcke als Reste einer stromartigen Zunge der Koseldecke dürfte wohl die richtige sein. Hier befindet sich auch ein nun aufgelassenes Bohrfeld, wo vor einigen Jahren auf Kohle gegraben wurde. Aus einem in die *Cuvieri*-Mergel abgeteufte Schacht wurden Lignitstämme heraufgefördert. Die Markstrahlenblätter dieser schlecht brennenden Kohle sind mit Markasit imprägniert. Häufig wurden harte Kalkkonkretionen gefördert. In meiner Sammlung befindet sich eine solche Kalkkugel mit einem Einschluß von Lignit. Sowohl der Kalk wie der Ligniteinschluß sind von Serpulidenröhren durchzogen.

Nach Auffindung eines Haifischzahnes wurden die von Haus aus aussichtslosen Bohrungen aufgegeben.

Zwischen dem Münzberge und den großen Basaltblöcken bei Schneider's Ziegelei liegt in den sumpfigen Wiesen gelegentlich ein Aufschluß von sehr hellen Tonmergeln, die in feuchtem Zustand einen außerordentlich zähen Letten bilden. Hier holten die einst berühmten Töpfer Leipas ihr Material. Die Grenze dieser fossilleren Tone, deren stratigraphische Stellung noch zweifelhaft ist, gegen die Lapillituffe der Decke liegt in einer Höhe von 370 m.

In das Bereich der Kosel gehört auch der Basaltgang nördlich von Quitkau.

Durch den Polzen vom Koselplateau getrennt, erhebt sich östlich von Schönborn der Mühlberg. Die Unterlage wird von feinkörnigen, weißen Sanden (des Oligozäns?) gebildet, auf denen die Reste einer ziemlich mächtigen Decke von Olivinbasalt lagern. Am westlichen Abhang liegen Anzeichen vor, daß sich hier ursprünglich zwei durch eine Tufflage getrennte Decken ausbreiteten.

Der kleine, aus der Ebene von Leipa aufragende Kahle Berg besteht aus geschichteten Basalttuffen (Brockentuff) mit faustgroßen und kleineren Knollen einer obsidianartigen Masse, die sich bei näherer Untersuchung als Augit erweist. Außerdem führt dieser Tuff abgerundete Knollen von Olivinbasalt in der Größe einer Erbse bis zu einem Kubikfuß. Anstehender Basalt tritt an keiner Stelle zutage.

Von den übrigen Basaltaufbrüchen im Gebiete der Karte wurden besonders der Basaltgang des Haseldammes und Klitschenberges sowie die Basalte der beiden Horken untersucht und ausgeschrieben.

Der Haseldamm, 1 km östlich vom Forsthaus Vogelbusch bei Aschendorf, durchzieht in nahezu west-östlicher Richtung den fossilleren Quader und bildet mit den zu beiden Teilen erhaltenen Quaderresten einen natürlichen Damm von etwa 0.5 km Länge.

Weiter östlich wird der Damm von einem künstlichen Abfluß (Schlucken) des Schießniger Teiches durchbrochen. Hier beobachtet man die schwebende Lagerung des Sandsteines und eine ausgezeichnet

entwickelte Absonderung parallel dem Streichen und Fallen des Basaltganges: N 110° S, Fallen 72° N.

Der Sandstein ist stark verwittert, gelblich gefärbt. Man vermißt auf den ersten Blick die erwarteten Kontakterscheinungen. Bei näherer Untersuchung aber entdeckt man im mürben Gestein frische, außerordentlich harte Reste mit dem charakteristischen matten Schimmer der gefritteten Quarzsandsteine. Dies ist um so bemerkenswerter, als schon wiederholt das Fehlen von Kontakterscheinungen an Quarzsandsteinen betont wurde mit der Begründung, daß an einem Sandsteine nicht viel zu fritten ist.

Im Durchbruche des Baches ist der Basalt selbst nicht aufgeschlossen, da er einige Schritte neben dem Damme auf der Nordseite vorbeistreicht und sich mit den zahlreichen Gängen des Haselberges vereinigt, die sich in den zu Porzellanjaspis gebrannten, schon an einer anderen Stelle erwähnten *Cuvieri*-Mergeln zertrümmern.

Sehr lehrreich ist der Aufschluß auf der Südseite des Haselberges. In einem lockeren Gemenge von Quarzbrocken, abgerundeten Tonmergeln und Sandsteinfragmenten, das nach dem Habitus zu schließen eine (oligozäne?) Flußablagerung sein dürfte, sind einige Basaltgänge aufgeschlossen.

An der Sohle zunächst ein mächtiger Gang mit schräg unter 45° gegen Süden fallenden Säulen, durchbrochen von schmäleren, jüngeren Gängen. Am Salband der Gänge entlang zieht sich beiderseits ein ziemlich breiter Streifen von stark gefrittetem Konglomerat. Die Füllmasse ist zu einem dunklen Glas geschmolzen, nur die Quarze haben ihre eckig-rundliche Form behalten. Es gelingt nicht leicht, ein Handstück aus dieser Kontaktzone zu schlagen, da die Masse in kleine Säulen von etwa 10 cm Länge und 2—3 cm Dicke zerfällt. Dagegen erhält man hübsche Stücke von Basalt mit der Kontaktzone.

Das westliche Aufschlußende des Haseldammes bezeichnet noch nicht das Ende des Basaltganges überhaupt. Vielmehr sprechen deutliche Anzeichen, zum Beispiel die Basaltblöcke des Vogelbusches in der geraden westlichen Verlängerung des Ganges für sein Weiterstreichen bis in den „Galgenhübel“ (Kote 280 nordöstlich vom Wh. 251). Die benachbarte „Schinderhorka“ wird aus einem grobkörnigen, sehr harten Quader zusammengesetzt. Von Basalt ist hier aber keine Spur zu sehen, so daß die Ursache dieser in der Tat sehr auffälligen Härte des quarzitartigen Gesteines im dunklen liegt.

Das Eruptivgebiet der Schworer und Schießniger Horka nimmt den kleinen Raum zwischen dem Polzen einerseits, Schwora und Schießnig anderseits ein.

Das zersetzte Gestein der Schworer Horka bildet einen Gang im Brockentuff, aus dem sehr schöne und klare Kalkspatdrusen in die Sammlungen wandern. Südwestlich vom Gipfel, im Walde, strebt aus dem lockeren weißen Sande ein kleiner Gang von Olivinbasalt schief nach aufwärts mit etwa 8 cm dicken Säulen, die senkrecht zur Gangrichtung stehen. Die Säulen zerfallen in kugelige Polyeder.

Die Schießniger Horka besteht aus dem Ausgehenden eines auf der Südostseite von Tuff umhüllten Ganges von Olivinbasalt.

Der Klütschenberg zwischen Schießnig und Hermsdorf ist ein zierlicher, steiler Kegel von geringer Höhe. Im Zentrum eines Mantels von Eruptivbreccie steckt der Stiel von Hornblendebasalt mit modellartig periradial orientierten Säulen. Nach Osten zieht sich einige hundert Schritte weit ein Gang im Tuff, der am östlichen Ende zu einem Hügelchen anschwillt und eine Scholle von gefrittetem, in Säulchen abgesonderten Mergel umschließt. Auch kleinere, stärker gefrittete Einschlüsse finden sich vor. Die fossilreichen Mergel führen unter anderem *Trochus sp.*, *Nucula transiens* und *seminularis*, *Turritella multistriata*, *Dentalium medium*. Inoceramen wurden nicht gefunden.

Die Umgebung des Klütschenberges besteht aus altdiluvialen Schottern, die den fossilereen Quader bedecken.

Von großem Interesse sind die eigentümlichen, eher geröll- als tuffartigen Massen, die nächst der Mühle von Bokwen bei Pihl, NO von Leipa, durch einige mächtige, hochgradig zersetzte Basaltgänge von der Abtragung bewahrt blieben. Außer Mergelknollen, Platten und Brocken von Sandstein und Pläner finden sich auch große und kleine eckige und runde Stücke von Phyllit, Granitit und Quarzporphyr, aber kein loser Basalt. Mit der von einigen Fachgenossen geäußerten Ansicht, daß diese Gesteine durch die Eruptionsvorläufer des Basalts aus der Tiefe emporgerissen wurden, kann ich mich hier ebensowenig befreunden wie am Haselberg. Ich sehe vielmehr in diesen Gebilden alttertiäre Geschiebe, die eben nur dort erhalten wurden, wo sie der Basalt gefestigt hat. Eruptive Tuffe und Explosionsbreccien sehen entschieden anders aus.

Der zersetzte Basalt ist durchzogen von zahlreichen, mit schönen Kalkspatdrusen bekleideten Sprüngen.

Die Melilithbasalte des Spitzberges, Langenauerberges und Kottowitzer Berges sind Deckenrelikte. Besonders deutlich ist dies am Langenauer Berg bei Haida zu beobachten. Dort zieht sich nach den Beobachtungen von H. Vettors der feine weiße Sand des Oligozäns unter dem Berge durch. Tiefe Stollen sind in dieses Material getrieben.

Beim Bahnbau Böhm.-Leipa—Steinschönau wurden einige Basaltgänge durchschlagen. Der Einschnitt im Lapillituff oberhalb der Kirche von Wolfersdorf lieferte schöne Aufschlüsse und außerordentlich frisches, sonst nur in lockeren Massen vorhandenes Material. Braunkohlenstückchen und gebleichte Einschlüsse von Baumstämmen und Spänen wurden häufig gefunden. Mächtige Blöcke von Basalt lagen im Tuff eingebettet. Im oligozänen Sand nächst der Station Wolfersdorf wurde beim Abteufen eines Brunnens ein Kohlenflötz von 1 m Mächtigkeit erschürft.

Noch fehlen die Anhaltspunkte für die Fixierung des Alters der Basalteruptionen im Gebiete der Quaderplatte und der bisher untersuchten Mittelgebirgsteile; ebenso wurden noch nicht tertiäre Ablagerungen mit sicherer Charakteristik der Stufe vorgefunden.

Die alte Beobachtung, daß die Decken-, Strom- und Gangbasalte als Olivinbasalt, die Schlotausfüllungen als Hornblendebasalt entwickelt sind, konnte überall bestätigt werden.

Diluviale Ablagerungen sind vorwiegend in der Gestalt von Schotterterrassen ausgebildet. Besondere Mächtigkeit erreichen diese Ablagerungen im Polzental und bei Brenn sowie bei Bürgstein. Das Material stammt durchwegs aus der Lausitz und dem Isergebirge. Die Gliederung in zwei Terrassen, von denen die obere meistens mit Lehm bedeckt ist, ist überall ausgeprägt, am deutlichsten bei Brenn und Leipa. Ausgedehnte Lößablagerungen mit Lößschnecken und Lößkindln breiten sich auf dem Plateau zwischen Dürcheln und Pablowitz SW von Neuschloß aus. Torflager von unbedeutender Tiefe bilden in den Teichtalungen ausgedehnte Flächen.

Auffällige Erscheinungen sind die Blöcke von Quarzit, die stellenweise massenhaft angereichert sind. Sie sind gelegentlich mehrere Kubikmeter groß (Hirnsen bei Neuschloß), erreichen aber gewöhnlich nur die Größe eines Kubikfußes und sinken sogar bis zur Faustgröße herab. Die kleineren dieser bald weißen, bald gelblichen, bald blutroten Quarzitfindlinge besitzen sehr häufig die Form ausgesprochenster Dreikanter mit seidenschimmernden Flächen, fingereindruckartigen Gruben und oft schnurgeraden Kanten. Diese Pyramidengeschiebe sind zweifellos äolische Korrosionsformen, deren Ausbildung wohl ins Diluvium verlegt werden darf. Gute Fundstätten für Dreikanter sind an der nördlichen und südlichen Abdachung der beiden Horken, die Umgebung von Kleinhaida bei Drum und das Quitkauer Revier bei Neuschloß.

Stellenweise sind die Quarzitfindlinge so zahlreich, daß sie von den Bauern zusammengetragen und an den Feldrainen zu großen Haufen gelagert werden. Die großen Blöcke werden wegen ihrer Härte und Spaltbarkeit nach versteckten Losen als Bausteine gern verwendet.

Daß man in den Quarziten die Denudationsreste jüngerer Kreideablagerungen zu erblicken hat, wie sie auch aus Gegenden mit vollständig entfernten Kreideschichten beschrieben worden sind, ist bekannt und mag hier nur der Vollständigkeit wegen Erwähnung finden. Sie sind stets fossilieer.

Den Verwitterungsprodukten der Gesteine des Kartengebietes wurde im Interesse der Forst- und Landwirtschaft größere Aufmerksamkeit geschenkt.

Die Maschwitzter Keratophyre verwittern infolge des hohen Hämatitgehaltes zu einer hochroten Ackerkrume, die namentlich im Frühjahr lebhaft von den gelben, sandiglehmigen Verwitterungsprodukten des cenomanen Sandsteines absticht. Die plänerigen Schichten geben einen mehr sandigen als lehmigen Boden, der allerdings stellenweise durch äolische Anreicherung des Tonstaubes ziemlich lehmig wird.

Die Quader geben dürftige Böden mit oft sehr verkümmerten Kieferbeständen (einzelne Teile des Aschendorfer Reviers) und neigen im Forstterrain zur Ortsteinbildung. Selbst Kulturen mit mehrjährigen Bäumchen stellen plötzlich das Wachstum ein. Die Lücken werden immer zahlreicher und nach einigen Jahren breitet sich an der zu den besten Hoffnungen berechtigenden Kultur die Heide aus mit *Calluna* und *Spartium*.

Versuche, die in neuester Zeit mit Kainit gemacht wurden, mißlingen aus begreiflichen Gründen.

Durch reichliche Düngierzufuhr, besonders aber durch Basalt- und Phonolithschicht gelingt es ganz gut, aus den Sandflächen brauchbare Ackerböden zu erzielen.

Die blauen Letten, die bei der Verwitterung der *Cuvieri*-Mergel entstehen, liefern stark sumpfige Böden und begünstigen die Anlage von Teichen. Für die Feldwirtschaft können sie durch Beimengung von Quarzsand lüftig gemacht werden und ebenso gedeihen sandige Felder in günstigster Weise, wenn sie mit Letten, Basaltuff oder „Basaltbux“ gedüngt werden.

Auffallend schön stehen die Felder auf manchen Schotterböden und Lößterrassen.

Die Basalte verwittern verschieden schnell, die Hornblende-basalte leichter als die Olivinbasalte. Aus ersteren wittern die Hornblendekristalle heraus, die als lose, kristallographisch wohlbegrenzte Individuen in der mürben Basaltwacke zu finden sind. Zeretzten Basalt nennt man in Nordböhmen „Bux“.

Der Phonolith liefert ein helles, fast weißes Verwitterungsprodukt.

Basalt und Phonolith verraten sich, abgesehen von der Kuppenform, selbst an den Stellen, wo nur kleine Decken und Stromreste oder schmale Gänge entblößt liegen, schon aus der Ferne durch das üppige Wachstum der Waldbäume. Charakteristisch für diese Böden sind gemischte Waldungen mit besonderer Entwicklung der Fichte und Buche. Häufig ist man in der Lage, die Grenze zwischen Sand und Basalt oder Phonolith (am Maschwitzberg außerdem noch Keratophyr) aus dem Bestandwechsel zu erkennen.

Gelegentlich gedeiht die Fichte auch in den Erosionsschluchten der Quaderplatte unter dem günstigen Einfluß der Sickerwasser. So sind der Höllengrund und Wassergrund bei Neuschloß berühmt durch ihre Fichtenriesen, die ihresgleichen nur noch in den Schluchten des Kummergebirges finden. Auf den Lettenböden kommt die Fichte ebenfalls vorzüglich fort.

Neuschloß bei Böhm.-Leipa, 13. August 1904.

Inhaltsangabe.

| | Seite |
|--|-----------|
| Deflationstalungen im Aschendorfer Revier | 2—3 |
| Gesteine des Kartengebietes | 4 |
| Die Keratophyrscholle des Maschwitzberges | 5—8 |
| Schräge Strandschichtung des Quadersandsteins | . 10—11 |
| Eisensandsteineinlagerungen im Quader und Windkorrosionen | 12 |
| Die „Gewitterkugeln“ nebst einer Theorie ihrer Bildung | . 13—15 |
| Pläner des Oberturons und Tonmergel der Stufe des <i>Inoceramus Cuvieri</i> (Priesener Schichten) | 16 |
| Litorale Wechsellagerungen von Sanden und Mergeln im Hangenden der Priesener Schichten | 17—19 |
| Der Grabenbruch von Niemes—Grüssau, das Senkungsfeld von Böhmisches Leipa und der Egerbruch | 20 |
| Das Senkungsfeld von Mickenhan, der Basalt des Kahlsteines mit seinen Ein- schlüssen und Konkretionen | . 21—22 |
| Der Hölzelberg | 22 |
| Der Wilhoschtberg | 23 |
| Die Kosel . | 24 |
| Der Haseldamm | . 25—26 |
| Quarzit-Dreikanter | 28 |
| Verwitterungsprodukte . | . . 28—29 |