

# Geognostische Jahreshefte.

Einundzwanzigster Jahrgang.

1908.



Herausgegeben

im Auftrage des Kgl. Bayer. Staatsministeriums des Königlichen Hauses  
und des Äussern

von

der Geognostischen Abteilung des Kgl. Bayer. Oberbergamtes  
in München.



München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1909.

## Übersicht des Inhaltes.

	Seite
<b>Hermann Fischer:</b> Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine . . . . .	1—58
Mit 2 Tafeln (I und II).	
<b>Franz Münichsdorfer:</b> Mineralogisch-Petrographische Studien am Silberberg bei Bodenmais . . . . .	59—91
Mit 5 Textbildern.	
<b>Friedrich W. Pfaff:</b> Über Schotter bei Bischofsheim v. d. Rhön . . .	93—96
<b>Walter Seyfarth:</b> Der Egeran und die ihn begleitenden Kontakterscheinungen von Göpfersgrün und Haslau, sowie einige verwandte Vorkommnisse . . . . .	97—135
<b>Werner Koehne:</b> Geologische Spezialaufnahme des Gutes Häusern bei Röhrmoos. Eine Unterlage für agronomische Zwecke . . . . .	137—167
Mit einer geologischen Spezialkarte 1:5000, nebst Profilen und einer Bohrkarte.	
<b>Matthäus Schuster:</b> Petrographische Studien an „Weißsteingneisen“ aus der Münchberger Gneisgruppe . . . . .	169—182
Mit einem Textbild.	
<b>Friedrich W. Pfaff:</b> Beobachtungen an kristallinen Schiefen des Fichtelgebirges . . . . .	183—194
<b>Ludwig von Ammon:</b> Das Bohrloch von St. Ingbert . . . . .	195—212
Mit einem Bohrprofil und 11 Textfiguren.	
<b>Adolf Schwager:</b> Hydrogeologische Beobachtungen zur Feststellung des Quellbereiches der Wasserversorgung für die Stadt Lichtenfels . . . . .	213—217
Mit einem Kärtchen.	
<b>Friedrich W. Pfaff:</b> Beziehungen zwischen erdmagnetischen Messungen und geologischem Aufbau in der Rheinpfalz . . . . .	219—226
Mit einer graphischen Darstellung	
<b>Ludwig von Ammon:</b> Über ein schönes Flughautexemplar von Rhamphorhynchus . . . . .	227—228
Mit einem Textbild.	

# Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine.

Von

**Hermann Fischer**

aus Würzburg.

Mit zwei Tafeln (I und II).

Vorliegende Arbeit wurde von mir in der Absicht unternommen, petrographische Untersuchungen, wie sie von SANDBERGER, F. PFAFF, THÜRACH und BECKENKAMP begonnen wurden, in systematischer Arbeit fortzusetzen und einen Gebietsteil der unterfränkischen Trias in ähnlicher Weise zu bearbeiten, wie es von LUEDECKE, LIEBETRAU, BORNEMANN u. a. für verschiedene Gegenden Mitteldeutschlands geschehen ist. Was die Stratigraphie der untersuchten Formationsglieder betrifft, so dienten mir die Arbeiten SANDBERGERS und BECKENKAMPS als Grundlage. Auf den zahlreichen Exkursionen, die ich zur Einsammlung des Untersuchungsmaterials unternahm, hatte ich Gelegenheit, auch neue stratigraphische Beobachtungen zu machen. Ich werde dieselben, soweit sie meine Untersuchungen berühren, an gegebener Stelle erwähnen. Leider sind gegenwärtig die Aufschlüsse für manche Schichten des unteren Hauptmuschelkalkes und der Lettenkohle wenig günstig, so daß die Schichtenfolge schwer oder überhaupt nicht festzustellen war und nur relativ wenig für die petrographische Untersuchung geeignetes Material gewonnen werden konnte.

Im Laufe meiner Arbeit ergaben sich interessante Resultate über Neubildung von Mineralien, die im Zusammenhang mit der Diagenese der untersuchten Gesteine steht. Ich glaubte deshalb diese Beobachtungen in den Vordergrund stellen zu müssen, um im Anschluß daran die wichtige Frage über die Diagenese unserer Triasgesteine eingehender verfolgen zu können. Trotzdem habe ich versucht, auch der ersten umfassenderen Aufgabe gerecht zu werden und alle stratigraphisch ausgeschiedenen Bänke und Schichten des Muschelkalkes und der Lettenkohle in der Umgegend von Würzburg zu untersuchen. Die Tatsache schließlich, daß der Charakter einzelner Bänke häufig wechselt und infolgedessen die petrographische Untersuchung mancher Leithorizonte auch wechselnde Ergebnisse liefert, muß mich jetzt bei der Beendigung der Arbeit gestehen lassen, daß es noch weiterer Untersuchungen bedarf, um Material für die Beantwortung mancher angeschnittenen Fragen zu gewinnen.

Das untersuchte Gebiet erstreckt sich auf einen Umkreis von etwa 10 km um Würzburg. Gelegentlich wurde diese Zone überschritten, um Aufschlüsse ausbeuten zu können, welche in dieser Region bei Würzburg nicht oder selten zu finden waren. Die Gesteinsuntersuchungen erstrecken sich von der Basis des Wellenkalkes bis zur Basis des Gipskeupers, umfassen also den Muschelkalk und die Lettenkohle. Die beigegebene Übersicht der Schichtenfolge hat mir Herr Professor BECKENKAMP aus seiner Arbeit, „Über die Geologischen Verhältnisse der Stadt und der nächsten Umgebung von Würzburg“ zu übernehmen gestattet.

Die für die Arbeit verwendeten Präparate bestehen aus Schlämmrückständen und Dünnschliffen der untersuchten Gesteine. Erstere wurden zur Untersuchung auf schwere Mineralien angefertigt, indem von Karbonatgesteinen ca. 30—40 g zerkleinertes Gesteinsmaterial in verdünnter Salzsäure gelöst wurde. Nach Beendigung der Kohlensäureentwicklung bleibt neben den schweren Mineralien vor allem ein mehr oder minder großer Tonschlamm zurück. Dieser wird durch Abschlämmen entfernt, der Rückstand mit destilliertem Wasser gewaschen und dann zur mikroskopischen Betrachtung verwendet. Von Sandsteinen und Schiefer-tonen wurden ca. 80 g Gesteinspulver dem Schlämmprozeß unterworfen. Dieser wurde nach der von THÜRACH in seiner Dissertation (41)<sup>1)</sup> angegebenen Methode ausgeführt. Die gewonnenen Rückstände an schweren Mineralien wurden in Kanadabalsam eingeschlossen. In vielen Fällen wurde Glycerin-Gelatine verwendet, welche auch die Kristallformen schwach lichtbrechender Mineralien, wie Quarz und Feldspat, noch deutlich hervortreten läßt. (Vgl. das Bild eines Schlämmrückstandes auf S. 57).

Dünnschliffe der untersuchten Gesteine wurden meist zum Zwecke einer schnellen Orientierung von mir selbst nur in geringer Anzahl hergestellt. Um für die genaue Untersuchung der Gesteinsstrukturen einwandfreie Dünnschliffe zu bekommen, ließ ich von der Firma Dr. KRANTZ (Rheinisches Mineralienkontor in Bonn) Schriffserien der untersuchten Gesteine herstellen.

Die verwendete Literatur habe ich in einem besonderen Verzeichnis am Schlusse der Arbeit zusammengestellt. Von stratigraphischen Arbeiten über die außerhalb Unterfrankens gelegenen Triasgebiete wurden die wichtigsten berücksichtigt.

An dieser Stelle sei es mir gestattet, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. J. BECKENKAMP, für die vielseitigen Anregungen und die Ratschläge, welche er mir bei meiner Arbeit erteilte, meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

## I. Teil.

### Die in den Gesteinen des Muschelkalkes und der Lettenkohle bei Würzburg vorkommenden makroskopischen und mikroskopischen Mineralien.

Die in unseren Sedimentgesteinen zu beobachtenden Mineralien werden unterschieden in solche, welche eingeschwemmt wurden (allothigene Mineralien) und solche, welche sich in den Gesteinen neugebildet haben (authigene Mineralien).

#### A. Allothigene Mineralien.

Das Vorkommen solcher Mineralien hängt mit der Entstehung von Sedimentgesteinen eng zusammen. Das zerstörte Material der Urgesteine wird durch Flüsse oder durch die Abrasion des Festlandes durch Wellenschlag des Meeres in Form von Konglomeraten, Sand und Schlamm dem Meere zugeführt und entsprechend seiner Korngröße und Schwere mehr oder weniger weit forttransportiert. Bei diesem Transport werden sich nun diejenigen Mineralien am besten erhalten, welche der Verwitterung und Abrollung durch ihre chemische Zusammensetzung und ihre Härte den größten Widerstand entgegensetzen. Diese werden dann in weitester Verbreitung in den Sedimentgesteinen gefunden und erreichen gelegentlich eine Häufigkeit, welche bei ihrem primären Vorkommen in den Urgesteinen kaum zu beobachten ist. Die Identität der eingeschwemmten Mineralien mit den in den Urgesteinen primär vor-

<sup>1)</sup> Die den Autornamen beigefügten Ziffern weisen auf das Literatur-Verzeichnis hin.

kommenden wurde von THÜRACH besonders für die Gruppe der Zirkon- und Titanmineralien nachgewiesen. Aber auch für die anderen Mineralien ergeben sich so sichere Kennzeichen, daß eine Verwechslung von eingeschwemmten und neugebildeten Mineralien (mit Ausnahme von Anatas) ausgeschlossen erscheint.

### Tiefenquarz.

Eingeschwemmte Quarzpartikel, also Bruchstücke von Tiefenquarz verraten sich sofort als solche durch die charakteristischen Schnüre von Gasporen und die bekannten Libellen, ferner durch Einschlüsse von Mikrolithen. Auch Zirkon und Turmalin wurde als Einschluß im Tiefenquarz beobachtet. Für größere Bruchstücke ist auch die partielle Gelb- und Braunfärbung charakteristisch, welche durch die bei der Zersetzung von Eisensilikaten entstehenden Eisenoxyde hervorgerufen ist. Seiner Häufigkeit nach nimmt der Quarz die erste Stelle unter den eingeschwemmten Mineralien ein. Größe und Häufigkeit der Bruchstücke geben ein wichtiges petrographisches Kennzeichen der Gesteine.

### Glimmer.

Glimmer steht dem Quarz an Häufigkeit wenig nach, wird aber wegen seiner relativ leichten Zersetzlichkeit in vielen Gesteinen nicht mehr erkannt. Dies gilt besonders für Biotit, wenn er durch Ausbleichen seine Farbe verloren hat. Auffallenderweise finden sich auch in den Kalken noch Kristalle von Muscovit, wenn auch immer in starker Zersetzung. Beobachtet wurden Kristalle im unteren Hauptmuschelkalk am Lerchenberg (MT, S. 48, Nr. 58)<sup>1)</sup> und im Bairdienkalk (MT, S. 51, Nr. 97). Mit zunehmender Verwitterung hängt, wie auch LUEDECKE (28) angibt, schwache Polarisation der auf OP liegenden Blättchen zusammen. Schließlich tritt vollständige Zersetzung des Glimmers zu kaolinartigen Produkten ein. Beobachtet wurde Glimmer bereits im Muschelkalk von Würzburg durch THÜRACH (41) und F. PFAFF (30).

### Feldspat.

Feldspat, sowohl Orthoklas wie Plagioklas (Albit!), selten auch Mikroklin ist oft in guter Erhaltung in den Gesteinsschliffen und Schlämmrückständen der untersuchten Gesteine zu beobachten. Auffallend ist, daß F. PFAFF (30) „trotz eifrigen Suchens“ Feldspatfragmente in den Gesteinen der Würzburger Trias nicht finden konnte, obwohl sie gerade in den von ihm untersuchten Schaumkalken nicht selten vorkommen. LIEBETRAU (25) konnte an den von ihm ausgeschlammten Feldspatfragmenten, wie er sagt, manchmal noch eine schattenhafte Zwillingslamellierung erkennen. E. SCHMIDT (38, 2) erwähnt Feldspatfragmente aus dem Röt von Ostthüringen und bildet sie ab. LUEDECKE (28) fand sie allenthalben in den Gesteinen der Muschelkalkformationen bei Göttingen.

Nur in den Sandsteinen erreichen die Feldspatfragmente bedeutendere Größe. Hier sind sie auch durchweg besser erhalten als in den Kalken. Mikroklin findet sich nicht selten. Bis zu nicht auflösbarer Kleinheit sinken die Fragmente dagegen in den Kalken herab. In vielen Fällen lassen sich aber größere Fragmente auch in den Kalken noch gut erkennen und bestimmen, wie dies ein Dünnschliff von Zellenkalk (MT, S. 47, Nr. 47) beweist. Neben Quarzbruchstücken hebt sich auf der Mikrophotographie (Taf. I, Fig. 4) ein Plagioklasbruchstück mit seiner Zwillingsstreifung aus der Kalkgrundmasse deutlich ab. Noch erhaltene Feldspatkristalle kommen

<sup>1)</sup> MT bedeutet Mineraltabellen (S. 44—53).

möglicherweise in den Sandsteinen vor, doch ist eine Regeneration von Bruchstücken zu Kristallen hier nicht ausgeschlossen. Die große Verbreitung von Feldspatbruchstücken durch alle Schichten der Trias lehrt die Betrachtung der Tabellen.

### Augit.

Augit wurde bis jetzt unter den Einschwemmungsprodukten des Muschelkalkes und der Lettenkohle noch nicht sicher beobachtet. Es ist ja auch in Betracht der relativ leichten Verwitterung von Pyroxen- und Amphibolmineralien kaum zu erwarten, daß Bruchstücke in unseren Gesteinen noch bestimmt werden können. Nun fand ich aber im oberen Wellenkalk vom Steinberg (MT, S. 46, Nr. 31, 34, 38) nicht selten und einmal auch in einem Drusendolomitvorkommen (MT, S. 53, Nr. 114) Mineralpartikel, die ich vorläufig nur mit Augit identifizieren kann. Schon die selten noch vorhandene Kristallform spricht für ein monoklines Mineral wie Augit. Ebenso spricht dafür die starke Lichtbrechung, die olivbraune Farbe, die lebhaften Polarisationsfarben, die Spaltrisse nach der Prismenzone, Einschlüsse von Magnetit, Zonarstruktur und vor allem die Auslöschungsschiefe.

Gemessen wurde an einem Kristall  $46^{\circ}$  Auslöschungsschiefe gegen die Vertikale.

Es sind also alle Kennzeichen des Augit vorhanden. Auch ein zwillinggestreiftes Bruchstück wurde einmal in dem teilweise kristallinen Bänkchen vom Steinberg (MT, S. 46, Nr. 38) beobachtet.

Zersetzte, gut spaltende, oft noch deutlich pleochroitische Eisensilikate wurden gelegentlich in den Sandsteinen beobachtet. Es liegt hier wahrscheinlich Hornblende vor.

### Staurolith.

Staurolith wurde von THÜRACH im Würzburger Muschelkalk selten, in der Lettenkohle häufig beobachtet. Ich habe das Mineral in Bruchstücken vereinzelt gefunden und durch seine honigbraune Farbe und starken Pleochroismus von dem oben beschriebenen Augit unterschieden.

### Turmalin.

Turmalin ist eines der wichtigsten und häufigsten schweren Mineralien, die man in den Sedimentgesteinen als Einschwemmung findet. Sein Vorkommen hier ist bereits allgemein bekannt. Relativ häufig fand ich Turmalin in den Konglomeratbänken des unteren Wellenkalks. Ein Kristall erreichte eine Größe von 0,1 mm und war an beiden Polen durch Kristallflächen begrenzt.

### Zirkon.

Noch häufiger und konstanter als Turmalin findet sich Zirkon in den Schlammrückständen von Sedimentgesteinen. Die Kristallformen wurden bereits von THÜRACH (41) eingehend beschrieben. Die Größenverhältnisse entsprechen den von LUEDECKE (28) angegebenen (120—12  $\mu$  lang und 48—2  $\mu$  breit). Sehr selten beobachtete ich die Basis OP. Hin und wieder zeigte sich zonarer Aufbau der Kristalle.

Nimmt die Masse der eingeschwemmten Mineralien wie z. B. im mittleren Wellenkalk und im Hauptmuschelkalk bedeutend ab, so zeigen die wenigen noch vorhandenen Zirkone nunmehr geringste Größe. Außerdem sind die Kristalle meist stark abgerollt, so daß der Zirkon nur noch in kleinen stark lichtbrechenden und lebhaft polarisierenden Körnern erkannt wird.

### **Rutil.**

Weniger häufig als Zirkon findet sich unter den allothigenen Mineralien Rutil. Die Zersetzung und Abrollung ist bei den Rutilkristallen meist soweit fortgeschritten, daß im allgemeinen nur noch stark lichtbrechende, braunrote, schwach pleochroitische Körner auf das Vorhandensein von Rutil hindeuten. Häufig wurde Rutil nur in sandigen Gesteinen der Lettenkohle beobachtet, hier allerdings oft mit Zwillingsbildung und mit Kristallumgrenzung.

### **Anatas.**

Allothigener Anatas kann, wie dies auch THÜRACH (41) angibt, nur schwer erkannt werden, da die seltenen Kristalle durch Zersetzung getrübt sind und so eine Bestimmung der Kristallform fast unmöglich machen. Zudem ist es auch leicht möglich, daß in den untersuchten Gesteinen neugebildete Anataaskristalle durch Zersetzung ein Aussehen erhalten, welches dem der eingeschwemmten Kristalle entspricht.

### **Brookit.**

Brookit ist in unseren Sedimentgesteinen recht selten. Einmal fand ich eine schöne Tafel in einem Kalkbänkchen des oberen Wellenkalks, häufiger wohl ausgebildete Kristalle in den Sandsteinen der Lettenkohle.

### **Magneteisen.**

Magneteisen bildet einen Hauptanteil des Schlämmrückstandes der Sandsteine und zeigt hier oft noch Kristallformen. In Kalken habe ich es selten gefunden. Es scheint hier häufig mit Pyritkristallen und Pseudomorphosen nach Pyritkristallen verwechselt worden zu sein.

### **Apatit.**

Apatit, oft noch in schön ausgebildeten hexagonalen optisch negativen Kristallen, bildet einen Hauptanteil der Schlämmrückstände von Sandsteinen. Als Apatit wurden auch häufig in den Tiefenquarzbruchstücken vorkommende Mikrolithe gedeutet.

### **Zweifelhafte allothigene Mineralien.**

Neben den bestimmten, meist durch ihre Kristallform gekennzeichneten und öfter wiederkehrenden Mineralien findet man ganz vereinzelt Mineralbruchstücke, größtenteils aus der Gruppe der Silikate. Mit einiger Sicherheit konnte nur Chlorit bestimmt werden.

Als Zinnstein wurden vereinzelt vorkommende kaffeebraune, stark lichtbrechende Körner und Kristalle angesprochen.

## **B. Authigene Mineralien.**

Die Frage nach dem Vorkommen von Mineralien, die in den Sedimentgesteinen neugebildet sind, wurde bis jetzt noch wenig systematisch verfolgt. Freilich konnte makroskopisch erkennbares Vorkommen von Neubildungen nicht verborgen bleiben und es dürften auf diesem Gebiete in unseren Gegenden nicht mehr viele Entdeckungen zu machen sein. Mikroskopisch kleine, authigene Mineralien der Sedimentgesteine dagegen wurden meist bei anderen Untersuchungen zufällig entdeckt und ohne eingehendere Besprechung registriert. Für einzelne Gruppen liegen freilich

auch hier mustergültige Untersuchungen vor, wie z. B. für die mikroskopischen Zirkon- und Titanmineralien die grundlegende Arbeit von THÜRACH.

Die Neubildung von Mineralien in Sedimentgesteinen hängt hauptsächlich mit einem in der Entstehungsgeschichte dieser Gesteine hochwichtigen Prozeß zusammen, den JOHANNES WALTHER in seiner Lithogenesis (43) unter dem Namen „Diagenese“ der Sedimentgesteine bespricht. Unter Diagenese werden alle jene Gesteinsveränderungen verstanden, welche vom Absatz des Gesteinsmaterials bis zur völligen Verfestigung an demselben sich abspielen. Bei diesen Prozessen, welche vorwiegend chemischer Art sind, werden leicht lösliche Mineralien zerstört und schwerlösliche bei den Reaktionen der in den Gesteinen zirkulierenden Lösungen neugebildet. In diesem „Kampf ums Dasein“ verbleibt eine Auslese von Mineralien, die der Vernichtung bis auf den heutigen Tag widerstanden und die wir dann in unseren Schlämmrückständen wiederfinden. Es ist so verständlich, daß in der Natur außerordentlich häufig vorkommende Körper wie Steinsalz und Gips in unseren Gesteinen gar nicht oder selten gefunden werden, weil sie leicht löslich sind, während dagegen Mineralien mit seltener vorkommenden Elementen, wie Baryt, Coelestin, Anatas etc., relativ häufig gefunden werden, dank ihrer Schwerlöslichkeit.

### Quarz.

Einer der gewöhnlichsten Prozesse bei der Diagenese der Sedimentgesteine ist die Auflösung und Wiederausscheidung von Kieselsäure. Die als feiner Schlamm ins Meer transportierten Partikel zerstörter Urgesteine werden bei der Sedimentation noch weiter zersetzt und oft fast gänzlich aufgelöst. Vermag das Wasser allein schon Kieselsäure zu lösen, so wird diese Löslichkeit von Kieselsäure und Silikaten noch bedeutend erhöht durch alkalische Lösungen, die in den Gesteinen zirkulieren. Die Ausscheidung der gelösten Kieselsäure geschieht dann in verschiedener Form.

#### a) Quarzkristalle.

Quarzkristalle mit den bekannten Flächen  $\infty R$ ,  $+R$  und  $-R$  sind in allen untersuchten umkristallisierten Gesteinen verbreitet und hier zweifellos durch Neubildung entstanden. Ihr Vorkommen in der fränkischen Trias war bereits F. v. SANDBERGER, THÜRACH und E. PFAFF bekannt. Auch in Mitteldeutschland wurden sie beobachtet, so von LUEDECKE und E. SCHMIDT. Nur LIEBETRAU fand merkwürdigerweise, daß der Quarz in den Muschelkalkgesteinen niemals Kristallform annimmt. Die Größe der Kristalle ist sehr schwankend. Als Durchschnittslängen geben THÜRACH an 50—200  $\mu$ , LUEDECKE 15—40  $\mu$ , PFAFF 3—10  $\mu$ . Von diesen Beobachtungen stimmen die von THÜRACH gemachten mit den meinigen am besten überein. Die größten neugebildeten Kristalle, welche ich beobachtete, waren bis 0,4 mm lang. Makroskopische Quarzkristalle (bis 1 cm lang), aufsitzend in einer Druse, aus den Semipartitusschichten von der Rosenmühle (MT, S. 50, Nr. 85) werden als ganz vereinzelt Vorkommen in der Würzburger Universitätsammlung aufbewahrt. LUEDECKE führt Vorkommnisse von Quarzkristallen bis zu 0,5 mm Länge an. Andererseits gibt es wieder außerordentlich kleine Quarzkristalle. In den Encrinitenkalken z. B. finden sich solche bis zu 2  $\mu$  Länge. LUEDECKE sagt von den von ihm beobachteten Quarzkristallen: „Die Größe der Quarzkristalle sinkt bis zu 1  $\mu$  herunter und schließlich werden die Kristalle so klein, daß sie in dem Chaos der feinsten Teilchen verschwinden.“ Die Form der Kristalle ist meist sehr gleichmäßig ausgebildet, doch finden sich auch Verzerrungen, welche durch ungleichmässige Ausbildungen der

Rhomboederflächen entstehen. Die Kristallkanten sind fast durchweg sehr scharf. Wo dies nicht der Fall ist, liegt wohl sekundäre Anätzung vor. Auffallend waren selten zu beobachtende, scharf quadratisch oder rhombisch begrenzte Hohlräume in den Quarzkristallen, die wohl von ursprünglich vom Quarz eingeschlossenen und später wieder aufgelösten Kristallen herrühren.

Trotz der gleichen Kristallform unterscheiden sich die neugebildeten Quarzkristalle deutlich von den Kristallen des Tiefenquarzes. Die Kieselsäuremasse der ersteren ist farblos und klar, nicht wie die der Tiefenquarze durch Brauneisen verunreinigt oder ganz braun gefärbt. Im Inneren größerer Kristallindividuen findet man aber regelmäßig dichtgedrängte körnerartige Einschlüsse. SCHILLBACH (37) hält dieselben teils für Flüssigkeitseinschlüsse, teils für Glaukonit. Ich habe solche Einschlüsse in einigen Schlämmrückstandpräparaten isoliert gefunden und sie als stark lichtbrechende, lebhaft polarisierende Mineralbestandteile erkannt. Möglicherweise sind dieselben nichts anderes als kleine Calcitkörnchen. Die Kristalle kommen meist einzeln, seltener in Drusen in der umkristallisierten Gesteinsmasse zerstreut vor. Nur in einem Dünnschliff von Enerinitenkalk wurde lokalisiertes Vorkommen beobachtet, welches dadurch bedingt wird, daß der größte Teil der Gesteinsmasse hier von spätem Calcit gebildet wird, in welchem niemals Quarzkristalle eingeschlossen sind.

Eine zweite Art des Vorkommens von Quarzkristallen haben wir in den regenerierten Quarzkristallen, die ich im Trigonoduskalk und in Lettenkohlen-sandsteinen gefunden habe. Man erkennt sehr deutlich im Zentrum des Kristalls das von Brauneisen verunreinigte Tiefenquarzkorn. Um dieses herum hat reine, einschlußfreie Kieselsäure die Formen des Quarzkristalls ergänzt. Regenerierte Quarzkristalle sind bereits in Sandsteinen von KLEMM (22) u. a. gefunden worden. Neu ist ihr Vorkommen im Trigonoduskalk. Das Gemeinsame zwischen Trigonoduskalk von Würzburg und Sandstein ist der Gehalt an großen Quarzkörnern. Diese wurden bei der Umkristallisation des Trigonoduskalks wegen ihrer Größe nicht völlig gelöst, vermochten aber in der im Gestein zirkulierenden Lösung von Kieselsäure eine ähnliche Rolle zu spielen, wie das Fragment eines Alaunkristalls in einer gesättigten Alaunlösung.

#### b) Nicht von Kristallformen begrenzte Kieselsäureausscheidungen

kommen nur in einigen Bänken in größerer Masse vor und werden da, wo Quarzmasse vorliegt, als Hornsteine, wo aber Chalcedonmasse vorhanden ist, als Feuersteine angesprochen. Größere, nicht kristallisierte Komplexe von Quarzmasse fielen mir in breccienähnlichen Zellenkalken (MT, S. 47, Nr. 46, 47) auf. Bei der Betrachtung der Dünnschliffe zeigte es sich, daß die als Quarz ausgeschiedene Kieselsäure unregelmäßig in die Gesteinsgrundmasse eindringt und ganz von Schlieren der gleichen Quarzmasse durchsetzt ist.

Chalcedon wurde regelmäßig in den „Hornsteinen“ der Hornsteinbänke gefunden. Auch SANDBERGER (36, 2) erwähnt bereits bläulichen Chalcedon aus den Hornsteinen. Die Struktur derselben erinnert oft an die der Achate. Besonders an einem Stück der Universitätsammlung von Würzburg ist die Ähnlichkeit mit Achat frappant. Im polarisierten Licht betrachtet, zeigen die Dünnschliffe (Taf. II, Fig. 9) die Chalcedonringe aus radiaalfaserigen Kugeln zusammengesetzt, welche die für Chalcedon charakteristische Aggregatpolarisation erkennen lassen. Auf zentrischen Schnitten durch die Chalcedonkugeln treten schöne Interferenzkreuze auf, an welchen sich der negative Charakter der Doppelbrechung feststellen läßt.

Chalcedon wurde in den höheren Schichten nur noch einmal in großer Menge gefunden, nämlich in den Kalken mit *Ceratites semipartitus* von der Rosenmühle und von Rottendorf (MT, S. 50, Nr. 83, 84). Es läßt sich an diesem Vorkommen auch die Herkunft der den Chalcedon bildenden Kieselsäure feststellen. In einem Schlämmrückstande, den ich aus kristallinischem Semipartituskalk von Rottendorf gewann, fand sich eine wohl erhaltene einachsige Kieselnadel mit Achsenkanal. Die Nadel zeigte das Polarisationsverhalten des Chalcedon, während Nadeln rezenter Silicispongien, welche ich als Vergleichsmaterial benutzte, keine Doppelbrechung zeigen. Es entspricht das ihrer Zusammensetzung aus einer opalähnlichen Masse. Bei der von mir aufgefundenen Kieselnadel muß also, ohne daß sie sich äußerlich veränderte, ein Verlust von Wasser und dadurch Umwandlung in Chalcedon stattgefunden haben. In einem Dünnschliff des gleichen Vorkommens von Semipartituskalk finden sich nadelähnliche Einlagerungen nicht selten, welche ebenfalls schwach polarisieren. Ihre Identität mit Kieselnadeln ließ sich aber nicht sicher feststellen. Das Schicksal der anscheinend primär recht häufig im Gestein vorkommenden Kieselnadeln läßt sich an den Schlämmrückständen weiter verfolgen. Die bei der Diagenese im Gestein zirkulierenden Lösungen lösten die Opalmasse der Nadeln entweder ganz oder teilweise auf. Im letzteren Fall schied sich gelöste Kieselsäure in Form von Chalcedon oder Quarz auf dem unversehrten Teil der Nadel wieder aus. Solche Stadien finden sich nicht selten sowohl in den Kalken von Rottendorf, wie in denen der Rosenmühle. Die mit  $\text{SiO}_2$  gesättigten Lösungen schließlich schieden die Kieselsäure, wie die Schlämmrückstände zeigen, nur zum geringsten Teil in Form von Quarzkristallen aus, den weitaus größeren Teil dagegen als Chalcedon und Hornstein. Dabei wurden auch organische Körper verkieselt, was ich im Dünnschliff an Muschelschalen, in den Schlämmrückständen einmal an Pflanzenzellen beobachten konnte.

### Feldspat.

Auch die Entstehung von Feldspatkristallen in Sedimentgesteinen liegt im Bereich der Möglichkeit. Bekannt wurde ein Vorkommen von neugebildetem Albit aus den Triaskalken von Bourget vom Roc-Tourné durch ROSE (34). LORY (27) fand in jurassischen Kalken Frankreichs eine Varietät von Orthoklas und seltener Albit, FOULLON (11) im Flysch der Insel Rhodus bis 3 mm große Albitkristalle. Von neueren Arbeiten über dieses Thema konnte ich noch die Abhandlung G. LINKS (26) über Orthoklas aus dem Dolomit von Campolongo finden. Aus Gesteinen der germanischen Trias sind neugebildete Feldspatkristalle bisher noch nicht beschrieben worden. LUEDECKE (28) sagt in seiner Dissertation p. 19: „Feldspäte kommen nur selten in Kristallen oder richtigen Spaltungsstücken, sondern meist in unregelmäßigen Stücken vor, genau von der Form, wie sie E. E. SCHMIDT in seiner Abhandlung über das ostthüringische Röth abbildet.“ LUEDECKE hat also möglicherweise neugebildete Feldspatkristalle gesehen, aber sie offenbar als solche nicht erkannt. Es scheint, daß neugebildete Feldspatkristalle in unseren Triasgesteinen bis jetzt immer für Quarzkristalle angesehen wurden. Es befindet sich nämlich in der Universitätsammlung von Würzburg noch ein Präparat aus der Zeit F. v. SANDBERGERS, welches nach der Signatur Quarzkristalle aus dem Schaumkalk von Erlabrunn enthält. Neben den Quarzkristallen sind aber, wie ich feststellen konnte, auch Feldspatkristalle vorhanden. Eine Verwechslung von Feldspat und Quarzkristallen ist nur zu leicht möglich. Ich selbst hielt die Feldspatkristalle lange Zeit für verzerrte Quarzkristalle, bis ein glücklicher Zufall mich ein sicheres Unterscheidungsmerkmal zwischen Quarz-

und Feldspatkristallen finden ließ. Bei der Identifikation von Barytkristallen benutzte ich nämlich das Gipsblättchen Rot I. Ordnung zur Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung. Es zeigte sich nun, daß neben den optisch positiven Baryt- und Quarzkristallen noch Mineralblättchen, die sich von den Quarzkristallen in Lichtbrechung und Kristallumgrenzung kaum unterschieden, mit negativem Charakter der Doppelbrechung vorhanden waren. Als ich daraufhin meine sämtlichen Präparate unter Anwendung des Gipsblättchens durchsah, konnte ich bemerken, daß im allgemeinen überall da, wo Quarzkristalle vorhanden waren, auch die fraglichen optisch negativen Kristalle mehr oder weniger häufig zu finden waren. Die nähere Betrachtung der Kristallform ergab, daß die scheinbar verzerrten Quarzkristalle Kristalle von monoklinem Habitus sind. Daß nun diese Kristalle als Feldspatkristalle anzusehen sind, dafür spricht ihre geringe Lichtbrechung und Doppelbrechung (beide noch schwächer als Quarz), der festgestellte optisch negative Charakter der Doppelbrechung, gelegentlich auftretende Andeutung von Zwillingsstreifung und vor allem die für Feldspäte charakteristische Kristallform. Daß die Kristalle von konzentrierten Säuren, mit Ausnahme von Flußsäure, nicht zerstört werden, wurde durch Versuche nachgewiesen.

Das Studium der Literatur über Neubildung von Feldspatkristallen führte mich zu der Arbeit CH. LORYS (27). Ich fand hier eine Beschreibung von Orthoklaskristallen, welche für den einen von mir gefundenen Typus von Feldspatkristallen sehr gut paßt. Die einfache Kristallumgrenzung dieser Feldspäte bedingt ein mikroskopisches Bild, welches LORY folgendermassen schildert: „Les cristaux, autres que ceux de quartz, se présentent sous la forme des prismes obliques très surbaissés, posés sur leur base  $p$ , très prédominante et toujours modifiés par les faces  $g^1$ , de telle sorte que les bases offrent la forme d'hexagones allongés suivant  $pg^1$ .“

Diese Schilderung zeigt, wodurch es bedingt ist, daß unsere Feldspatkristalle unter dem Mikroskop einen hexagonalen Habitus mit Auslöschung parallel der Hauptachse darbieten. Zunächst möchte ich nun die beiden von mir beobachteten Typen charakterisieren.

#### Typus I.

Typus I repräsentiert die größten und schönsten Kristalle. Die Kristallform ist die von LORY geschilderte. Vorwiegend ist die Basis  $P$  (001), auf der die Kristalle liegen. Die für Feldspäte typischen Pinakoidflächen zweiter Art z. B.  $y$  ( $\bar{2}01$ ) treten ganz zurück oder sind nicht mehr vorhanden. Das Prisma (110) und das zweite Pinakoid  $M$  (010) geben mit  $P$  (001) die charakteristische Kristallform. Außerdem wurde noch eine die Kante  $M:1$  abstumpfende Fläche fast regelmäßig beobachtet, möglicherweise zu einem Prisma  $z$  (130) gehörend. Bestimmungen der ebenen Winkel unter dem Mikroskop konnten bei der Kleinheit der Kristalle nicht sehr genau gemacht werden. Die Winkel  $1:1$  geben zwischen  $117^\circ$  und  $121^\circ$  schwankende Werte. Der Normalwinkel  $1:1 = 110:\bar{1}\bar{1}0 = 118^\circ 48'$ . Die Winkel  $1:M$  schwanken zwischen  $119^\circ$  und  $121^\circ$  (Normalwinkel  $1:M = 110:010 = 120^\circ 36'$ ), die vermutlichen Winkel  $z:M$  zwischen  $151^\circ$  und  $152^\circ$  (Normalwinkel  $z:M = 130:010 = 150^\circ 36'$ ). LORY gibt an: „En mesurant les angles de ces hexagones, on trouve que les quatre angles adjacents aux longs cotés  $pg^1$  sont d'environ  $123^\circ$  et les deux autres de  $113^\circ$ ; on sait que l'angle plan de la base de l'orthose est de  $113^\circ 15'$ .“

Die wichtigste optische Eigenschaft, welche auch LORY veranlaßte, die fraglichen Kristalle mit Orthoklas zu identifizieren, ist das parallele Auslöschen der

auf P liegenden Tafeln nach der Kante P:M. Es gelang mir, vorzüglich nach P ausgebildete Kristalle unter dem Mikroskop auf die Seite M zu legen. Es ergab sich dann regelmäßig schiefe Auslöschung nach der Längskante. Die Auslöschungsschiefe war immer klein ( $3^{\circ}$ — $7^{\circ}$ , selten bis zu  $12^{\circ}$  Auslöschungsschiefe auf M ist charakteristisch für Orthoklas). Bei diesem Umlegen auf M mußten sich, wenn tatsächlich nur P, M und  $11'$  vorhanden waren, schiefrhombische Flächen, begrenzt von der Kante M:P und  $1:1'$ , zeigen. Tatsächlich wurde diese Begrenzung in den meisten Fällen beobachtet. Pinakoidflächen zweiter Art gaben, wenn solche vorhanden waren, eine Abstumpfung der genannten Kanten M:P und  $1:1'$ .

### Typus II.

Die Feldspatkristalle des Typus II, welche offenbar vorzüglich nach M ausgebildet sind, zeigen weniger gut erkennbare Kristallformen als die von Typus I. Stellt man die Kristalltäfeln auf die Kante, so daß sie also auf P oder  $\gamma$  entsprechenden Flächen liegen, so erfolgt gerade Auslöschung. Es sprechen solche Beobachtungen dafür, daß in Typus II Kristalle vorliegen, die den bekannten Orthoklasformen mit P, M,  $11'$  und  $\gamma$  entsprechen.

An Typus I und II lassen sich Spaltrisse beobachten, welche bei den auf P liegenden Kristallen parallel der Kante M:P verlaufen, bei den auf M liegenden ebenfalls wieder parallel der vermutlichen Kante P:M. Es sind das die beiden beim Orthoklas vorkommenden Spaltrichtungen.

Da die Doppelbrechung schwächer als Quarz ist, so finden wir da, wo ungefähr gleich große und dicke Quarzkristalle etwa das Weiß I. Ordnung zeigen, bei den Orthoklasen, vor allem bei den auf M liegenden, das Blaugrau I. Ordnung. Höhere Polarisationsfarben zeigen sich naturgemäß bei den auf P liegenden Kristallen von Typus I. Ein Vergleich mit den im gleichen Präparat vorkommenden Quarzkristallen zeigte mir, daß die Orthoklase im abgeblendeten Licht häufig eine schwachrötliche Färbung haben. Der Vergleich mit Quarzkristallen ergibt ferner einen Unterschied in der Natur der Einschlüsse. Die bei den Quarzkristallen beschriebenen stark lichtbrechenden Körnchen finden sich hier nicht, wohl aber alle möglichen Verunreinigungen von Brauneisen, Ton etc. Dieselben sind aber niemals in solcher Masse vorhanden, wie die Körnchen in den Quarzkristallen.

Die Frage, ob auch Plagioklase in unseren Sedimentgesteinen vorkommen, kann ich ebensowenig sicher entscheiden wie Lory, wenn er schreibt: „Parfois, ils (les orthoklases!) se montrent accompagnés d'autres cristaux prismatiques, dont l'extinction, en lumière polarisée a lieu sous un angle de quelques degrés avec l'arête  $pg^1$  et qui présentent des traces de macles, les deux parties ne s'éteignent pas simultanément. Il y a lieu de penser que ceux-ci doivent être attribués à l'albite.“

Solche Spuren von Zwillingstreifung können aber schließlich auch dadurch hervorgerufen werden, daß der Orthoklasssubstanz etwas Plagioklasssubstanz beige-mengt ist, welche ja auch primär in Form der eingeschwemmten Plagioklasbruchstücke vorhanden ist.

In ihren Größenverhältnissen entsprechen die neugebildeten Feldspatkristalle den Quarzkristallen mittlerer und kleinster Dimension. Unter den größten Kristallen (MT, S. 48, Nr. 51), welche beobachtet wurden, fand sich einer vom Typus I mit 180  $\mu$  Länge und 80  $\mu$  Breite. Die gewöhnlichen Größen bewegen sich zwischen 100—140  $\mu$  Länge und 50—65  $\mu$  Breite. Die Feldspatkristalle sinken aber ebenso,

wie die Quarzkristalle, zu Individuen von wenigen  $\mu$  Länge und Breite herab und finden sich wie diese im feinsten Kristallpulver.

Die Frage, ob die Kristalle in den Kalken neugebildet sind, bedarf wohl keiner weiteren Diskussion. Bei der relativ leichten Zerstorbarkeit der Feldspäte ist es undenkbar, daß so vollständig klare, kleine Kristalle eingeschwemmt worden seien. Außerdem werden ja Feldspatkristalle ebenso wie neugebildete Quarzkristalle nur in stark umkristallisierten Gesteinen, niemals aber in dichten Kalken und Mergeln gefunden. Merkwürdigerweise wird die Bildung von Quarz- und Feldspatkristallen bei der Diagenese in gleicher Weise begünstigt. Ja es scheint sogar, daß die Bildungsmöglichkeit für Feldspatkristalle noch etwas besser ist als für Quarzkristalle. So fand ich in mäßig durchkristallisierten Pseudokonglomeratbänken des unteren Wellenkalks (MT, S. 44, Nr. 7, 9) selten, ferner in den Myophorienschichten von der Römerbrücke (MT, S. 48, Nr. 59) und in den Discitessschichten von Reichenberg (MT, S. 50, Nr. 74) recht häufig neugebildete Feldspatkristalle, dagegen keine Quarzkristalle.

Auch die beim Quarz bereits erwähnten Regenerationserscheinungen finden sich in derselben Weise wieder bei Feldspatbruchstücken des Trigonoduskalks von Heidingsfeld (MT, S. 51, Nr. 89) und des Lettenkohlenhauptsandsteins von Reichenberg (MT, S. 53, Nr. 118).

Über die Verbreitung der neugebildeten Feldspatkristalle in den untersuchten Gesteinen glaube ich an dieser Stelle keine weiteren Angaben machen zu müssen. Eine Betrachtung meiner Tabellen zeigt, daß sie wie die Quarzkristalle nur in den umkristallisierten Gesteinen vorkommen und zwar im allgemeinen da am häufigsten, wo die Umkristallisation am stärksten ist.

### Glaukonit.

Glaukonit wurde in geringen Mengen öfters angetroffen als bis jetzt für unsere Triasgesteine bekannt war. Häufig und makroskopisch erkennbar kommt er vor im Bairdienkalk und an manchen Stellen im Schaumkalk. Bereits F. v. SANDBERGER weist auf diese beiden Vorkommen hin. Daß Glaukonit immer nur in solchen Bänken anzutreffen ist, welche reich an Fossilresten sind, beweisen meine Mineraltabellen. Ich glaube, daß immer dann günstige Bedingungen für die Entstehung von Glaukonit vorhanden sind, wenn in neugebildeten Sedimenten reichlich verwesende Organismenreste und noch nicht völlig zersetzter Urgesteinsdetritus vorhanden ist. Da letzterer aber bereits in den Küstenregionen zum Absatz kommt, so sind glaukonitische Bildungen vor allem in der Nähe der Küste zu erwarten. Tatsächlich wurden alle rezenten Glaukonitbildungen in der Nähe der Küste beobachtet. Wenn man also die Wichtigkeit von Urgesteinsdetritus für die Glaukonitbildung im Auge behält, dann findet man auch eine Erklärung für das Vorkommen von Glaukonit in Sandsteinen, weil diese vor allem reich an Feldspatfragmenten sind, welche bei weiterer Verwitterung das im Glaukonit enthaltene Kalium liefern können.

Über die chemische Zusammensetzung des Glaukonits und seine optischen Charaktere geben die Arbeiten HAUSHOFERS (16, 1, 2) und GÜMBELS (15, 2) genügend Aufschluß. Die Oxydation des im Glaukonit enthaltenen Ferroeisens zu Ferrieisen, wodurch der Glaukonit rotbraun wird, kann schon bei geringem Erhitzen bewerkstelligt werden. In der Natur geht diese Oxydation entsprechend langsamer vor sich. Auf die Wichtigkeit des Glaukonits als bodenverbesserndes Mittel weist schon SANDBERGER hin. Nach HAUSHOFERS Analyse (16, 2) finden sich nämlich im Glaukonit

des Würzburger Bairdienkalks 5,5% Kalium, welches als wichtiger Nährstoff bei der Verwitterung des Glaukonits von den Pflanzen aufgenommen werden kann. Glaukonitischer Mergel, wie er z. B. auf dem Plateau des Thalberges bei Würzburg vorkommt, ist also ein eventuell guter natürlicher Pflanzendünger.

### Anhydrit und Gips.

Die Möglichkeit, Anhydrit und Gips in unseren Gesteinen zu finden, ist sehr gering, weil beide Mineralien sich nur da erhalten können, wo sie durch besonders günstige Lagerungsverhältnisse vor der auflösenden Tätigkeit des Wassers geschützt sind. Wo reiner Gips bei uns erscheint, tritt er als Fasergips oder in spätig kristallinen Massen als sogen. Marienglas auf. Vereinzelt Gipskristalle, wie sie SANDBERGER aus Schichten des unteren Wellenkalks beschrieben hat, wurden von mir niemals gefunden. Ich werde an anderer Stelle zeigen, daß hier offenbar eine Verwechslung mit Cölestinkristallen vorliegt. Ganz vereinzelt Vorkommen von Gips sind die in einem Ockerkalk von Mühlbach a. Main aufgefundenen Gipskristalle, ebenso Marienglas in einer Druse des oberen Trigonoduskalks von Randersacker (Universitätsammlung in Würzburg).

Anhydrit kann in Schlämmrückständen und Dünnschliffen an seiner relativ starken Licht- und Doppelbrechung, sowie an seiner rechtwinkligen Spaltbarkeit erkannt werden. Als Seltenheit beobachtete ich nun Mineralbruchstücke mit diesen Eigenschaften eingeschlossen in großen, sonst einschlußfreien Calcitpartien eines Dünnschliffs von Eucrinitenkalk (MT, S. 49, Nr. 62). Es scheint, daß hier durch ringsum auskristallisierten Calcit die kleinen Reste von Anhydrit erhalten wurden. In den Schlämmrückständen von Eucrinitenkalk desselben Fundorts werden die als Anhydrit gedeuteten Mineralpartikel nicht selten beobachtet. Nach Behandlung des Schlämmrückstandes mit warmer konzentrierter Salzsäure konnte in der Lösung reichlich Schwefelsäure nachgewiesen werden.

### Cölestin und Baryt.

Cölestin wurde im Wellenkalk und Baryt im Hauptmuschelkalk bereits von SANDBERGER in Einzelvorkommnissen nachgewiesen. SANDBERGER hielt den Cölestin für ein besonderes Kennzeichen der unteren Schaumkalkbank. Außerdem fand er ihn noch in Bänken des mittleren Wellenkalks, glaubte aber, daß er unter den Brachiopodenbänken und über dem Schaumkalk nicht mehr auftrete. Im mitteldeutschen Wellenkalk bei Jena wurde der Cölestin außerordentlich häufig und in allen Schichten wiederkehrend gefunden. So sagt LIEBETRAU (25): „Lösungsrückstände zeigen sein Vorkommen durch das ganze Schichtensystem des unteren Muschelkalks bei Jena.“ Seine Tabellen beweisen das auch in guter Übersicht. Auffallend ist, daß der Cölestin nach LIEBETRAUS Tabellen immer in den Muschelbänken am häufigsten ist, welche Beobachtung auch ich für das Würzburger Wellenkalkgebiet machen konnte. Über das Vorkommen von Cölestin in den Muschelkalkgesteinen der Gegend von Göttingen macht LUEDECKE (28) keine sicheren Angaben.

Die wichtigsten Bestimmungsmerkmale für Cölestin in Gesteinsdünnschliffen hat LIEBETRAU (25) angegeben. Ich habe das Mineral immer an seiner charakteristischen Spaltbarkeit, die je nach der Orientierung des Schliffs senkrecht oder unter einem Spaltungswinkel von  $104^\circ$  sich kreuzende Rißsysteme liefert, gut erkannt. Zu diesem Kennzeichen kommt noch die starke Lichtbrechung und schwache Doppelbrechung mit „milchig blauen und schwach gelblichen Interferenzfarben“.

Auch in Kristallen kommt Cölestin bei uns vor. Ich habe solche in verwittertem Zustand in Schlämmrückständen der Orbicularismergel vom Steinberg (MT, S. 46, Nr. 35) beobachtet. Makroskopisch erkennbar kommen Cölestinkristalle in einer dichten Kalkbank (MT, S. 45, Nr. 16) zwischen den geradschiefrigen Mergeln und der Terebratelbank des Wellenkalks vor und zwar eben in der Schichte und an der Stelle, von wo F. v. SANDBERGER das Vorkommen von Gipskristallen und Negativen solcher Kristalle beschreibt. Ein Vergleich der von SANDBERGER gesammelten mit den von mir gesammelten Stücken zeigte, daß in beiden Fällen das gleiche Mineral vorliegt, welches schon in seiner Härte (Cölestin hat Härte 3) von Gips sich unterscheidet. Die Flammenreaktion zeigte deutlich karmoisinrote Strontiumfärbung. Eine spezifische Gewichtsbestimmung ergab 3,745. Die Abweichung von dem spezifischen Gewicht für reinen Cölestin mit 3,966 erklärt sich aus der starken Verunreinigung mit Ton, durch welchen unser Cölestin eine graubraune Färbung erhält. Die Kristallformen konnten durch Abdrücken der häufig vorkommenden Kristallnegative mit plastischer Masse (Plastilin) festgestellt werden. Die einfachen Formen setzen sich aus den Flächen (101), (010) und (011) zusammen.

Die Kristallnegative entstehen durch Auswitterung des Cölestins. Die Handstücke zeigen diese Auswitterung in verschiedenen Stadien. Kristallnegative von Cölestin fand ich außerdem noch in einem Vorkommen der Dentalienbank (MT, S. 44, Nr. 12) und in der Region des Schaumkalks bei Schönarts. Ein von SANDBERGER als Favositid sp. bezeichnetes Stück in der Würzburger Universitätsammlung ist offenbar auch nichts anderes als eine bündelförmige Anordnung von Negativen ursprünglicher Cölestinkristalle. So entsteht eine äußerliche Ähnlichkeit mit der bekannten devonischen Koralle *Favosites polymorpha*.

Die große Verbreitung von kristallinischem Cölestin wurde durch mikroskopische Betrachtung und chemische Identifikation festgestellt. Minimale Bruchstücke wurden aus den in Kanadabalsam eingeschlossenen Schlämmrückständen mit einem glühenden Platindraht herausgeholt. Meist dekrepitiert die Mineralmasse am Platindraht, doch werden bei längerem Fortsetzen des Versuchs solche Mineralpartikelchen, welche sich in der Öse des Platindrahts festgeklemmt haben, durch die leuchtende Flamme des Gasbrenners reduziert und es erscheint dann nach Befechten mit Salzsäure in der Bunsenflamme das für Strontium charakteristische Karmoisinrot.

Unverwitterter Cölestin hat ein glasartig, fettglänzendes Aussehen und grauweiße, selten bläuliche Färbung. Durch die Verwitterung bekommt er ein rein weißes, zuckeriges Aussehen. Solche Stücke befinden sich in der Würzburger Sammlung. In seinem unverwitterten Vorkommen scheint er bei der makroskopischen Betrachtung der Gesteine meist übersehen worden zu sein.

Die Masse des Cölestins in den Schlämmrückständen ist recht beträchtlich. Auflösung von 40 g zerkleinertem Gesteinsmaterial vom unteren Schaumkalk vom Steinberg (MT, S. 45, Nr. 27) ergab 4 g von Ton durch Abschlämmen befreiten Rückstand, der größtenteils aus Cölestin bestand. Auch in der oberen Schaumkalkbank ist Cölestin vorhanden, wenn auch im allgemeinen weniger häufig.

Von unverwittertem Gestein des unteren Teiles der oberen Schaumkalkbank an der Steinbergstraße wurden 21,6786 g Gesteinspulver in 5%iger Salzsäure in der Kälte gelöst. Als Rückstand ergab sich: 1,1940 g = 5,5%. Neben Kieselsäure, Aluminiumoxyd und Eisenoxyd konnten 41,15% Strontiumsulfat im Rückstand bestimmt werden, oder 2,25% Strontiumsulfat auf das ganze Gestein

berechnet. Calcium wurde in dem analysierten Rückstand nur in Spuren gefunden. Es wird dadurch die SANDBERGERSCHE Angabe bestätigt, daß der bei Würzburg vorkommende Cölestin fast chemisch rein sei. Die für das ganze angewandte Gesteinspulver berechneten 2,25% Strontiumsulfat ergeben noch nicht den Gesamtgehalt des Gesteins an Strontiumsulfat, da der Cölestin auch in verdünnter kalter Salzsäure etwas löslich ist. Es wurden in der vom Rückstand abfiltrierten Lösung des Gesteinspulvers noch 0,1488 g  $\text{SO}_4$  bestimmt, die teilweise noch auf Strontiumsulfat berechnet werden müssen.

Im allgemeinen zeigt meine Analyse Übereinstimmung mit der HILGERSCHEN Analyse (18) des oberen Schaumkalks vom Steinbachsgrund. HILGER gibt 2,424%  $\text{CaSO}_4$  an, dagegen nur Spuren von Strontium. Nach allen petrographischen Beobachtungen muß angenommen werden, daß von diesen 2,424% Sulfaten der größte Teil Strontiumsulfat war.

Nicht so häufig wie Cölestin im Wellenkalk kommt Baryt im Hauptmuschelkalk vor. Eine merkwürdige Erscheinung ist es, daß Cölestin und Baryt nach meinen Beobachtungen niemals gleichzeitig auftreten und daß die Grenze des Vorkommens gerade an der Grenze zwischen Wellenkalk und Anhydritgruppe liegt. In den Orbicularismergeln fand ich Cölestin noch recht verbreitet. In den am Steinberg unmittelbar darüber lagernden gelbbraunen dolomitischen Mergeln der Anhydritgruppe findet sich bereits Baryt. Ob hier die Konzentration des Meerwassers oder andere noch unbekanntere Verhältnisse die jeweilige Abscheidung von  $\text{SrSO}_4$  und  $\text{BaSO}_4$  bedingen, kann vielleicht auf Grund weiterer Beobachtungen festgestellt werden.

Eine optische Unterscheidung von Cölestin und Baryt erscheint kaum möglich. Für die chemische Identifizierung tat mir die beschriebene Methode der Reduktion am Platindraht gute Dienste. Während ferner Cölestin durch kochende Sodalösung zersetzt wird, findet dies bei Baryt nicht statt.

Ebenso wie der Cölestin erscheint auch der Baryt lokal in schönen Kriställchen in den Gesteinen des Hauptmuschelkalks. Massenhaft fanden sich Barytkristalle in einer Mergelkonkretion des Trigonoduskalks von Zeubelried (Taf. II, Fig. 8). Die ausgeschlammten Kristalle waren immer stark korrodiert. Wie die Abbildung zeigt, kommen neben Einzelkristallen auch ganze Kristallbündel vor. Als optische Kennzeichen kommen für die Barytkristalle in Betracht ebenso wie für die Cölestinkristalle mittlere Lichtbrechung, schwache Doppelbrechung mit blaugrauen Polarisationsfarben, positiver Charakter der Doppelbrechung.

Bekannt war der Baryt bisher im oberen Hauptmuschelkalk und in den Muschelbänken der Lettenkohle. Wie meine Tabellen zeigen, findet er sich auch in der Anhydritgruppe und im unteren und mittleren Hauptmuschelkalk in meist geringen Mengen.

### Aragonit.

Aragonit wurde nach F. v. SANDBERGERS Verzeichnis der unterfränkischen Mineralien in der Trias bisher nur im Drusendolomit vom Faulenberg gefunden. Die Handstücke der Würzburger Universitätsammlung zeigen lange, spießige Kristalle, welche die Drusenwände auskleiden. Ein bisher noch nicht bekanntes Vorkommen von Aragonit konnte ich in den Hohlräumen des oberen dichten Trigonoduskalkes vom Marsberge bei Randersacker feststellen. Die neugebildeten Aragonitkristalle überziehen in strahligen Büscheln die Oberfläche der meist primär mit Calcit

ausgekleideten Hohlräume. Die Kristalle werden nahezu 1 cm lang und sind von rein weißer Farbe.

### Anatas.

Über lokale Neubildung von Anatas in Sedimentgesteinen der Trias hat THÜRACH in seiner Dissertation eingehende Angaben gemacht. Meine Beobachtungen können dieselben nur bestätigen. Die meiste Aussicht, neugebildete Anataskristalle zu finden, hat man in den Sandsteinen. Weitaus seltener finden sich Anataskristalle in den Karbonatgesteinen, was mit dem geringen Gehalt dieser Gesteine an titanhaltigen Einschwemmungen zusammenhängt. In den Gesteinen zirkulierende Lösungen zerstörten eingeschwemmten Rutil und Anatas, vor allem aber das meist titanhaltige Magneteisen. In mikroskopisch kleinen Drusen schieden sich aus diesen Lösungen Anataskristalle aus, welche dann in Schlämmrückständen jeweils in großer Menge und ausgezeichneter Erhaltung aufgefunden werden. Eine andere Quelle zur Bildung von Anataskristallen ist die gelöste Kieselsäure, welcher häufig Titansäure beige-mischt ist. Die bekannten Hornsteine aus dem unteren Hauptmuschelkalk enthalten z. B. nach KNOR (23) in einem Vorkommen vom Thurmberg bei Durlach neben 96,95%  $\text{SiO}_2$  1,55%  $\text{TiO}_2$ . Bei der Abscheidung der gelösten Kieselsäure in Form von Quarzkristallen, mag auch die Titansäure in Form der Anataskristalle sich abscheiden. Wie die Tabellen zeigen, habe ich solches gemeinsame Vorkommen von Quarz- und Anataskristallen nicht selten im Schaumkalk, Eocrinitenkalk, Trigonoduskalk und blauen Dolomit beobachtet.

### Sulfide.

Eisenkies: Das Vorkommen von Eisenkies steht im engsten Zusammenhang mit der Diagenese der Sedimentgesteine. Der bei der Verwesung von Organismen entstehende Schwefelwasserstoff fällt aus Ferrosalzlösungen, welche in den Gesteinen zirkulieren, Eisenbisulfid aus. Tatsächlich finden wir auch Pyrit meist im Zusammenhang mit Fossilresten. Die Verbreitung des Eisenkieses in unseren Gesteinen ist allgemein. Es ist ja auch bekannt, daß die Blaufärbung unserer Kalke, Dolomite und Mergel durch fein verteilten Eisenkies entsteht. Bei starker Vergrößerung sieht man sehr gut die zahllosen minimalen Körnchen, welche der Calcitgrundmasse eingelagert sind. Kleine Pyritkristalle und Drusen solcher Kristalle kommen in großer Verbreitung in den untersuchten Gesteinen vor. Eine Verwechslung mit Mikrokristallen opaker Mineralien, wie Magnetit, Hämatit, Picotit ist immer dann leicht möglich, wenn die Pyritkristalle ganz oder teilweise in Brauneisen umgewandelt sind. Sehr zahlreich sind solche Kristalle im oberen Zellenkalk (MT, S. 47, Nr. 46) und im Bairdienkalk vom Thalberg (MT, S. 51, Nr. 96). In den Dünnschliffen erkannte man häufig einen opaken Kristallkern, umgeben von Brauneisen resp. Roteisen. Einmal wurden auch größere Würfel in einem dichten blauen Kalk über der Eocrinitenbank von Höchberg (MT, S. 49, Nr. 70) gefunden. Nach Behandlung mit konzentrierter Salzsäure, wodurch das Eisenoxyd aufgelöst wurde, verblieb ein tonhaltiges Kieselsäureskelett. Es liegen hier vielleicht Pseudomorphosen nach Pyrit vor.

Kupferkies: Kupferkies kommt nach Angaben F. v. SANDBERGERS nicht selten in Schichten des oberen Muschelkalks vor, z. B. in Drusen des Semipartituskalks von der Rosenmühle (MT, S. 50, Nr. 85) in kleinen Kristallen der Form  $\frac{p}{2}$ . Bei der Verwitterung überziehen sie sich mit Malachit, und Eisenglimmer wird ausgeschieden.

Ein ganz ähnliches Vorkommen ist aus dem oberen Trigonoduskalk von Randersacker bekannt.

Zinkblende: Auch Zinkblende ist weit verbreitet. Gefunden habe ich sie im Zellenkalk (MT, S. 47, Nr. 42), in Nestern in den Hornsteinen des unteren Muschelkalks (MT, S. 48, Nr. 52), besonders aber wieder im oberen Trigonoduskalk (MT, S. 51, Nr. 87). Bei letzterem Vorkommen ist Zinkblende und Kupferkies in kleinen Trümmern und Adern dem Gestein eingesprengt. Das Vorkommen ist hier zweifellos ein primäres, mit der Verfestigung des Gesteins zusammenhängendes. Die ausgeschlammten Zinkblendepartikel sind oft blau gefärbt und dann gestreift. Einmal wurde auch ein doppelt gestreiftes Stückchen Zinkblende gefunden.

### C. Ton, Brauneisen und Hämatit.

Ton und Eisenoxyde lassen nicht immer einen Schluß auf allothigene oder authigene Entstehung zu und sollen daher gesondert behandelt werden.

Der Übergang von Brauneisen in Hämatit wurde in einem Falle deutlich beobachtet, nämlich in einem Vorkommen der Dentalienbank (MT, S. 44, Nr. 12). Es finden sich hier blutrot durchscheinende Blättchen von Hämatit im Zusammenhang mit Brauneisen. Auch aus der Betrachtung eines entsprechenden Dünnschliffes ergibt sich der zweifellos authigene Ursprung des Minerals.

Eisenglimmer in dünnen, braungelben Blättchen kommt vereinzelt in vielen untersuchten Gesteinen vor.

### Über die Diagenese der untersuchten Muschelkalk- und Lettenkohlegesteine.

Unter Diagenese sind, wie JOH. WALTHER in seiner Lithogenesis sagt, alle diejenigen physikalischen und chemischen Veränderungen zu verstehen, welche ein Gestein nach seiner Ablagerung ohne das Hinzutreten von Gebirgsdruck und Vulkanismus erleidet. „Die Trockenlegung der submarinen Ablagerung, die Verkittung der Gesteinselemente, die Verhärtung, die Auslaugung des Salzes u. s. w. sind diagenetische Vorgänge.“ (Lebensweise der Meerestiere S. 205.) Diese Vorgänge sind an rezenten Sedimentbildungen bisher nur in geringer Anzahl studiert worden. Erst, wenn zahlreiche Versuche über dieses Thema vorliegen, wird es möglich sein, die an unseren Gesteinen beobachteten Wirkungen der Diagenese nach der physikalischen und chemischen Seite hin weiter zu verfolgen. Ich begnüge mich also, im wesentlichen nur die bei meinen Untersuchungen aufgefundenen Tatsachen anzugeben und dieselben nach dem Stande der heutigen Forschung in Zusammenhang zu bringen.

Bei der Entstehung der untersuchten Triasgesteine spielen klastische Elemente die erste Rolle. Auch der von Organismen gebildete Kalk ist zum größten Teil klastisches Material. Nach Beobachtungen an rezenten ozeanischen Sedimenten bilden diese klastischen Bestandteile nach ihrem Absatz einen weichen Schlamm, in den die abgestorbenen Organismen eingebettet werden. Durch die Verwesung der Organismen entstehen Gase, welche bei der Diagenese als Lösungs- und Fällungsmittel wirken. Der Kohlenstoff der organischen Verbindungen wird zu Kohlensäure oxydiert und diese Kohlensäure bildet nun mit dem in den Gesteinen zirkulierenden Wasser ein Lösungsmittel vor allem für die klastischen Kalkteilchen. Der von kohlensäurehaltigem Wasser gelöste feinkörnige, durch Ton verunreinigte Kalk wird an anderer Stelle oder an derselben Stelle zu anderer Zeit als kristallinischer Calcit wieder abgeschieden. Es entstehen so die kristallinen Kalk-

bänke des Muschelkalkes und der Lettenkohle. Der Zusammenhang der Kristallinität mit der Fossilführung ist durchweg zu beobachten. Da, wo im kristallinen Gestein keine Fossilien mehr zu beobachten sind, wie im Trigonoduskalk, sind dieselben durch die auflösende Tätigkeit kohlenensäurehaltiger Wässer vollständig zerstört worden.

Der besprochene, für die Gesteinsbildung und -verfestigung hochwichtige Prozeß wurde neuerdings von J. BECKENKAMP (3, 2) zur Erklärung der Pseudokonglomeratstruktur an einem teilweise kristallinen Bänkchen der Orbicularisschichten am Steinberg eingehend dargelegt.

Der auflösenden Tätigkeit der bei der Diagenese sich bildenden Lösungen widersteht kaum ein eingeschwemmter Mineralpartikel vollständig. Selbst bei Zirkon konnten Spuren von Zersetzung beobachtet werden. Sehr stark werden Quarz und Silikate angegriffen. Die Auflösung und Wiederausscheidung von Kieselsäure beweisen die neugebildeten Hornsteine und Quarzkristalle. Feine Tonteilchen können völlig zur Lösung gebracht werden, so daß der in unseren dichten Kalken meist beträchtliche Tongehalt in stark diagenisierten Gesteinen, wie im Eocrinitenkalk und Trigonoduskalk, auf ein Minimum herabsinkt.<sup>1)</sup> Die Einwirkung von Lösungen auf Bruchstücke von Tiefenquarz und Feldspat zeigt sich an Schlämmrückständen und Dünnschliffen des Trigonoduskalks. Die relativ großen Mineralbruchstücke haben durch teilweise Auflösung ein zackiges Aussehen erhalten. Oft wird die Kieselsäure am Orte der Auflösung wieder ausgeschieden und regeneriert dann z. B. ein Sandkorn zu einem Quarzkristall. Solche Regenerationen erwähnt auch WALTHER in seiner Lithogenesis S. 703. Auffallend erscheint die Tatsache der Regeneration und Neubildung von Feldspatkristallen in unseren Gesteinen. Es zirkulieren also in den Gesteinen Lösungen mit den Bestandteilen der Feldspäte, aus welchen sich die kleinen Kristalle ausscheiden. Ich möchte diesen Vorgang weniger als direkte Neubildung durch Einwirkung von Lösungen aufeinander, sondern einfacher als Wiederherstellung, als Restitution des ursprünglichen Feldspatgehaltes unserer Gesteine auffassen. Es häufen sich nämlich neugebildete Quarz- und Feldspatkristalle gerade an den Stellen an, wo Tonschlamm und noch unzeretzte Quarz- und Silikatpartikel durch die Auskristallisation von Calcit zusammengedrängt wurden. In einem Schlämmrückstandpräparat fand ich Quarz- und Feldspatkristalle eingelagert in einem Netz von Tonflocken, durch deren teilweise Auflösung sie an Ort und Stelle entstanden waren. Im Eocrinitenkalk bildet lokal der auskristallisierte Calcit ein porenreiches Gefüge. Nach diesen Poren hin wurden alle bei der Umkristallisation ausgeschiedenen Mineralpartikel zusammengedrängt und hier konzentrierten sich Lösungen, aus welchen zahlreiche Quarz- und Feldspatkristalle auskristallisierten.

Der Zusammenhang von neugebildeten Kristallen mit der Umkristallisation des Gesteins wurde an unmittelbar aufeinanderfolgenden Schichten festgestellt. Ein Profil aus der Region des Eocrinitenkalkes von Höchberg zeigt folgende Schichtenfolge:

1. Dichter blauer wulstiger Kalk.
2. Dichte blaue Kalkbank.
3. Schiefrige Kalkplatten und Mergel.
4. Kristallinische Kalkbank.
5. Dichter blauer wulstiger Kalk.

<sup>1)</sup> Ein nicht geringer Teil des Tones wird aber auch mechanisch durch Fortschwemmen entfernt und an anderer Stelle in Form von Tongallen wieder abgesetzt.

- Detailprofil {
- 6. Kristallinischer Encrinitenkalk.
  - 7. Unterer blaugrauer, größtenteils dichter Teil der Encrinitenbank.
  - 8. Grüngrauer Tonmergel.

Es konnte festgestellt werden, daß sich nur in 4 und 6 überall sehr häufig, in 7 bedeutend seltener, in 1, 2, 3, 5 und 8 überhaupt keine Quarz- und Feldspatkristalle befanden.

Der bei der Verwesung von Organismen entstehende Schwefelwasserstoff fällt aus Lösungen von Schwermetallen die entsprechenden Sulfide wie Pyrit, Zinkblende und Kupferkies aus. In großen Partien wird Pyrit auch immer nur in den fossilreichen Gesteinen beobachtet. Bei der Verwitterung geht der Eisenkies in Brauneisen über, wodurch die blaue Farbe der Kalke in Braun übergeht. Ich möchte bei dieser Gelegenheit darauf hinweisen, daß Brauneisen in den unverwitterten Kalken geradezu selten ist. Die großen Mengen von Brauneisen, die oft in den Schlämmrückständen zurückbleiben, beweisen immer, daß der gelöste Kalk schon mehr oder weniger verwittert war. Bei der Verwitterung sich bräunende Gesteine enthalten die Hauptmasse des Eisens primär in zwei Verbindungen 1. als Eisenkies und 2. als  $\text{FeCO}_3$  isomorph dem  $\text{CaCO}_3$  beigemischt. In beiden Fällen scheidet sich bei der Verwitterung Brauneisen aus. Die braunen oder gelben Farben, die wir am Wellendolomit, Ockerkalk, Zellenkalk und Drusendolomit für charakteristisch halten, sind kaum als ursprünglich anzusehen, sondern eine Begleiterscheinung einer das ganze Gestein durchdringenden Verwitterung.

Entscheidung der Meeressedimente. Bei der Verfestigung der im Meerwasser gebildeten Sedimente sollen nach J. WALTHER auch im Meerwasser gelöste Salze zum Absatz kommen. Das Meerwasser ist in Poren des Gesteins zurückgeblieben und dort konzentriert worden. Leider liegen bisher noch wenige Untersuchungen vor, wie die Abscheidung der Salze und darauffolgende Lösung erfolgt und welche chemischen Vorgänge sich dabei abspielen.

Als ein Rest von Sulfaten, welche nach der Entscheidung des Gesteins noch zurückblieben, scheint mir das erwähnte Vorkommen von Anhydrit im Encrinitenkalk anzusehen zu sein. Die konservierende Rolle spielte hier der Calcit, welcher ringsum um die Mineralpartikelchen auskristallisierte. Größeren Widerstand als Anhydrit setzen der auflösenden Tätigkeit des Wassers die im Wellenkalk vorkommenden Cölestinausscheidungen entgegen. Das Vorkommen spricht für einen primären Absatz des Strontiumsulfats aus dem Meereswasser, nicht für eine sekundäre Infiltration der Sedimente mit strontiumsulfathaltigen Lösungen. Man kann sich vorstellen, daß Cölestin als schwerstlösliches Salz bei der Entscheidung der Meeressedimente zurückgeblieben ist. Bei der Umkristallisation der Muschelbänke ist der Cölestin teilweise wieder in Lösung gegangen und als Ersatz für aufgelöste Conchylienschalen oder ausgelaugte Oolithe im Schaumkalk wieder abgesetzt worden.

## II. Teil.

### Die makroskopische und mikroskopische Struktur der untersuchten Muschelkalk- und Lettenkohlegesteine.

#### Sandsteine.

Hierher gehört der Anoplophorasandstein der mittleren Lettenkohle und der Hauptsandstein der oberen Lettenkohle (MT, S. 52, 53, Nr. 111, 112, 116—120). Diese

Sandsteine sind rein klastischen Ursprungs. Über die Entstehung der Keupersandsteine gehen die Meinungen sehr auseinander. In neuerer Zeit wird die Frage in der *Lethaea geognostica* durch E. PHILIPPI (32) wieder behandelt. Das Material unserer Sandsteine ist der zerkleinerte Schutt granitischer Urgesteine, verfestigt durch einen Kitt, welcher sich aus Ton und Eisenoxyden zusammensetzt. Die mikroskopische Struktur des Lettenkohlehauptsandsteins veranschaulichen Gesteinsschliffe von zwei Varietäten des Hauptsandsteins der Lettenkohle. Bei mittelkörnig gelbbraunem Sandstein, welcher den Typus eines Lettenkohlendsteins darstellt, haben die einzelnen Gesteinsbestandteile gewöhnlich keine Kristallumgrenzung mehr und sind durch eine braungrüne Masse (Verwitterungsprodukte der eisenhaltigen Silikate!) verkittet. Von den bestimmaren Mineralbestandteilen bildet Quarz die Hauptmasse. Daneben ist häufig Orthoklas, Plagioklas und relativ nicht selten Mikroklin. Die zahlreichen Muskovitblättchen sind stark verdrückt und zwischen die übrigen Mineralbruchstücke eingefaltet. Der seltenere Biotit ist meist stark zersetzt und ausgebleicht. Grüne Massen (Seladonit?) deuten auf primäre Anwesenheit von eisenhaltigen Silikaten, wie Biotit und Hornblende, hin. Eine gewisse Schichtung des Gesteins wird durch lagenweise eingestreute Glimmerblättchen hervorgerufen.

Violettroter Hauptsandstein vom Faulenberg zeigt im Schriff die vollständige Umwandlung des braungrünen eisenoxydulhaltigen Gesteinskittes in ein mit Eisenoxyd durchsetztes Bindemittel. Die Entstehung dieser rotvioletten Varietät des Hauptsandsteins aus der gelbbraunen durch Oxydation des Eisenoxyduls erscheint mir um so wahrscheinlicher, nachdem in beiden Varietäten vorkommende Mineralpartikel hier bedeutend mehr verwittert sind. Besonders die Zersetzung des Magnetits ist viel weiter fortgeschritten.

Der Anoplophorasandstein ist vertreten durch einen mittelkörnigen, gelbbraunen Sandstein, der wegen seiner zahlreichen senkrecht zur Schichtfläche durchziehenden Wurzeln den Namen Wurzelsandstein erhalten hat.

Eingeschwemmte schwere und seltene Mineralien sind in den Sandsteinen naturgemäß am häufigsten und in größter Dimension zu finden. Neugebildeter Anatas tritt mitunter in beträchtlicher Menge auf und übertrifft dann in den Schlämmrückständen sogar den immer sehr häufigen Zirkon an Zahl der Kristalle.

## Tone.

Ungeschieferte Tone sind die Pflanzentone der oberen Lettenkohle vom Faulenberg (MT, S. 53, Nr. 121). Durch verkohlte Pflanzenreste haben sie eine schwarze Farbe bekommen. Einschwemmungen enthalten sie in wechselnder Menge.

## Schiefertone.

Echte Schiefertone ohne Karbonatgehalt habe ich nur in der Lettenkokle gefunden. Hieher gehören die graugrünen Schiefertone über dem Bairdienkalk (MT, S. 52, Nr. 99, 100), die weißgrauen Anoplophoraschiefer (MT, S. 52, Nr. 107, 108), ferner sandige Schiefertone unter und über dem Hauptsandstein, welche den Übergang zwischen Schiefertone und Sandstein bilden. Die sandigen, braungelben Schiefertone an der Südseite des Krainberges, welche die Anoplophoraschiefer überlagern, müssen nach den SANDBERGERschen Profilen bereits zur Schichtenfolge des Anoplophorasandsteins gezählt werden. Makroskopisch werden häufig eingelagerte Glimmerblättchen erkannt. Im Schlämmrückstand sind schwere Mineralien häufig, entsprechend der sandigen Beschaffenheit dieser Schiefer. Das Bindemittel der Schiefertone scheint

ein kieselsäurereiches Zement zu sein. Wo dasselbe die Tonmassen vollständig durchdrängt, entstehen gegen Verwitterung außerordentlich widerstandsfähige Schiefer, wie die weißgrauen Anoplophoraschiefer, welche rings um Würzburg in der Region der unteren Lettenkohle überall zutage treten. Nur wenig verkittet sind die graugrünen Schiefertone, welche meist einen schwachen Karbonatgehalt besitzen. Weißgraue und graugrüne Schiefertone der unteren Lettenkohle gehören zu denjenigen untersuchten Gesteinen, welche die wenigsten allothigenen Mineralien enthalten. Sie sind gebildet aus jenem feinsten Tonschlamm, der nach Absatz aller schweren Mineralpartikel noch im Wasser suspendiert bleibt.

### Mergelschiefer.

Zwischen Schiefertone und Kalk findet sich eine ganze Reihe von geschiefertten Sedimenten, welche in wechselndem Verhältnis aus Karbonaten und Ton zusammengesetzt sind. Solche geschieferte Mergel finden sich durch den ganzen Muschelkalk im Wechsel mit den Kalkbänken. Es gehören hieher von dem untersuchten Material der Tabellen Nr. 15, 57, 60, 61, 67, 75, 77, 92, 93. Als Beleg für die chemische Zusammensetzung der Mergelschiefer führe ich Analysen an, welche ich der Arbeit von A. HILGER (18) über „Die chemische Zusammensetzung von Gesteinen der Würzburger Trias“ entnehme.

1. Glimmeriger Mergel aus dem Klingengraben bei Unterzell	2. Schiefertone aus den Discitesbänken bei Sommerhausen	3. Ostrakodontone
In HCl Unlösliches 55,9 ‰	SiO <sub>2</sub> . . . . . 54,612 ‰	. . . . . 26,601 ‰
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 24,321 „	. . . . . 10,482 „
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 7,921 „	. . . . . 3,741 „
Der lösliche Bestandteil enthält	CaCO <sub>3</sub> . . . . . 5,612 „	. . . . . 45,400 „
	MgCO <sub>3</sub> . . . . . 0,614 „	. . . . . 3,081 „
SiO <sub>2</sub> . . . . . 0,512 ‰	CaSO <sub>4</sub> . . . . . Spuren	. . . . . 0,352 „
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . 1,506 „	Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . . 2,914 „	. . . . . 0,712 „
CaCO <sub>3</sub> . . . . . 39,331 „	NaCl . . . . . 0,214 „	. . . . . 0,062 „
MgCO <sub>3</sub> . . . . . 0,564 „	K <sub>2</sub> O . . . . . 0,888 „	. . . . . 2,711 „
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . . 0,004 „	Na <sub>2</sub> O . . . . . 0,767 „	. . . . . 1,806 „
Cl . . . . . 0,001 „	Li <sub>2</sub> O . . . . . 0,004 „	. . . . . Spuren
H <sub>2</sub> O . . . . . 1,652 „	H <sub>2</sub> O . . . . . 2,518 „	. . . . . 5,261 „

Sämtliche untersuchte Mergelschiefer sind arm an allothigenen und authigenen Mineralien. Überall wird die Hauptmasse des Rückstandes gebildet von Tonflocken, welche mit Brauneisen imprägniert sind. Dieses Brauneisen ist aus primärem Pyrit entstanden. An Einschwemmungen finden sich Bruchstücke von Tiefenquarz spurenweise bis häufig. In einem Fall (MT, S. 50, Nr. 75) wurde Zirkon sehr selten gefunden.

Besondere Charakteristika haben

#### 1. Der Gipsmergel der Anhydritgruppe.

Material von Schönarts im Wertale zeigt im Dünnschliff ein faseriges Aggregat von Gips. Lose darin zerstreut liegen Karbonatkörnchen mehr oder weniger dicht beisammen. Opake und tonige Partien finden sich häufig. Von allothigenen Mineralien erscheint Biotit noch sehr frisch. Die großen Rückstände von Gips verdecken in den Schlämmerückstandspräparaten die offenbar nicht seltenen allothigenen Mineralien. Von Analysen HILGERS ist hier zu erwähnen: Gipsmergel

aus einem Steinbruch am Stein bei Würzburg mit 88,9% in HCl löslichen und 11,1% unlöslichen Bestandteilen, außerdem noch Spuren von Lithium und Strontium.

## 2. Dolomitischer glimmeriger Mergelschiefer aus der Gipsregion.

Der Mergelschiefer aus der Anhydritregion von Schönarts (MT, S. 47, Nr. 45) fühlt sich körnig an und ist farblos.<sup>1)</sup> Beim Auflösen des Gesteinspulvers tritt erst allmählich und beim Erwärmen vollständige Lösung ein. Diese Erscheinung ist immer ein gutes Mittel, um den dolomitischen Charakter eines unserer Gesteine zu erkennen. Die Schlammrückstände des glimmerigen Mergels sind groß. Meist finden sich kleine Quarzkörnchen durch Ton verkittet, viel Muscovit und die anderen schweren Mineralien in entsprechenden Mengen.

## 3. Dolomitischer Steinmergel der Lettenkohle.

Der Name Steinmergel scheint mir als Gegensatz zu Mergelschiefer berechtigt zu sein. Solche im unverwitterten Zustand dichte, blaugraue, ungeschieferete Gesteine finden sich in der Region der mittleren und oberen Lettenkohle. Neben großem Tongehalt führen sie Karbonate klastischen Ursprungs. Ihre Entstehung wird durch die HÖGBOM'sche Theorie einigermaßen befriedigend erklärt. HÖGBOM (20) weist nämlich an Analysen von karbonathaltigen Tonen der Quartärzeit nach, daß der Magnesiagehalt dieser Sedimente mit der Entfernung vom Ursprungsort des sie zusammensetzenden Kalktonschlammes wächst. Letzterer entsteht durch Abrasion von anstehendem Kalkgestein. HÖGBOM führt die auffallende Erscheinung auf Auslaugung des Kalkkarbonates bei dem Transport des Kalksandcs zurück.

Charakteristisch ist die Verwitterung der Steinmergel. Die blaugrauen Farben derselben gehen durch Entstehung von Brauneisen in Braun über und dann zerfallen die Steinmergel leicht zu ockerartigen Massen. Wie BECKENKAMP schon vorher (cf. 3, 2 Seite 26 und 27) die Entstehung des Zellenkalkes namentlich auf die sprengende Wirkung der Oxydation des Eisens zurückführt, welches dem  $\text{CaCO}_3$  als  $\text{FeCO}_3$  isomorph beigemischt ist, und damit zugleich einen Verlust von Magnesia in Beziehung bringt, so glaubt auch ZELLER, daß durch Oxydation von beigemischtcm  $\text{FeCO}_3$  das Dolomitmolekül gesprengt wird. Er sagt ferner: „Die gelben oder ockerfarbigen Dolomite heißen Ockerdolomite, meist richtiger Ockerkalke, denn wenn das Dolomitmolekül einmal gesprengt ist, dann wird das Magnesium leichter ausgelaugt als der Kalk.“ Für die ursprüngliche Anwesenheit von zweiwertigem Eisen sprechen auch die grünen Lösungen unverwitterter grauer Steinmergel.

Mineraleinschwemmungen sind in den Steinmergeln nicht häufig. Neubildungen von Pyrit, auch Baryt wurden bemerkt.

## Kalke.

Der Anschluß an die Mergelschiefer wird durch zwei Gruppen von Kalken erreicht, 1. durch die gelben Ockerdolomite und Ockerkalke, welche sich an die dolomitischen Steinmergel, und 2. durch die kalkreichen Mergel des Wellenkalks, welche sich an die typischen Mergelschiefer anschließen.

1. Gelbe Ockerdolomite und Ockerkalke (MT, Nr. 1—4, 40, 101—103, 109). Analysen: a) von HILGER, b) aus dem geologisch-mineralogischen Institut Würzburg.<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Die Farblosigkeit der Gesteine im Bereich der Gipsregion hängt wohl mit der hier fehlenden Pyrit- und Kohleimprägnierung zusammen.

<sup>2)</sup> J. BECKENKAMP (3, 2).

a) Wellendolomit von Thüngersheim	b) gelbgraue dolomitische Mergel von der Basis der Anhydritgruppe am Stein
SiO <sub>2</sub> . . . . 26,245 %	CaO . . . . . 28,95 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . 6,124 „	MgO . . . . . 16,45 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . 20,974 „	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } . . . . 3,77 „
CaCO <sub>3</sub> . . . . 30,560 „	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } . . . . 0,66 „
MgCO <sub>3</sub> . . . . 16,240 „	CO <sub>2</sub> . . . . . 43,75 „
K <sub>2</sub> O . . . . . 0,043 „	in HCl unlöslich . 6,22 „
Na <sub>2</sub> O . . . . . 0,024 „	

Schon für den **Wellendolomit** scheint es zweifelhaft, daß derselbe überall die dolomitische Zusammensetzung hat, wie sie HILGERS Analyse angibt. FRANTZEN (13) führt z. B. in einem Profil des Röt von Thüngersheim statt Wellendolomit „gelben Kalk“ an. Ob sich die dolomitischen Eigenschaften der Ockerdolomite über weite Horizonte erstrecken und ob die Ockerkalken mit den Ockerdolomiten in einem genetischen Zusammenhang stehen, darüber müssen noch weitere, in größerer Zahl ausgeführte Gesteinsanalysen Auskunft geben.

„Wellendolomit“ vom Volkenberg zeigt makroskopisch und mikroskopisch eine feinkörnige, gelbbraune Grundmasse, durchzogen von Eisenmangandriten, an denen sich selbst bei stärkster Vergrößerung keine Kristallisation nachweisen läßt. In der Grundmasse eingebettet liegen nicht selten Quarzfragmente, verwitterter Glimmer (Biotit und Muscovit). Solche Einschwemmungen finden sich mit Zirkon, Turmalin etc. auch in den Schlämmrückständen wieder. Bei starker Vergrößerung löst sich die Grundmasse des Wellendolomits in Kalkspatkörnchen auf, die in einem Netze liegen, das sich aus feinem, nicht auflösbarem Ton-Eisenoxydschlamm zusammensetzt. Wellendolomit aus der oberen Region der Schichtenfolge vom Bahnhof Erlabrunn enthält makroskopisch erkennbare, linsenförmige Einlagerungen von blaugrauem Wellenkalk. Diese „Konglomerate“ springen beim Zerschlagen des Gesteins leicht aus der Grundmasse heraus. Es schien mir zweifellos, daß hier echte Konglomerate blauen Kalkes im gelben Wellendolomit eingelagert seien. Die Betrachtung eines Dünnschliffes ergab nun ein überraschendes Bild. Die Grundmasse des Wellendolomits und die der blauen Einschlüsse erscheint als dasselbe feinkörnige Calcitaggregat wie beim Wellendolomit vom Volkenberg. Ebenso wie dort finden sich in der gelben Grundmasse die Brauneisenausscheidungen, öfters auch als Saum eingelagerter Karbonatkörner von rhomboëdrischen Umrissen. Solche Brauneisenausscheidungen finden sich aber auch in den blauen Kalkeinschlüssen, allerdings seltener und nur häufiger gegen die Ränder zu. Quarzpartikel häufen sich in der Gesteinsgrundmasse an einigen Stellen an; in den Konglomeraten dagegen finden sich auffallend wenige Quarzbruchstückchen. Während also die letzte Beobachtung wieder für die konglomeratische Natur der Einschlüsse spricht, kann auf Grund der vorausgehenden Beobachtungen jeder Einschluß als letzter Rest einer ehemals durchweg blaugrauen Grundmasse des Wellendolomits angesehen werden. Bei der Diagenese des Gesteins wären dann diese blauen, dichten Kerne zurückgeblieben. Für sekundäre Umwandlung der braunen Ockerkalken sprechen auch die überall im Gestein auftretenden Eisenmangandriten. Dieselben werden bekanntlich als Ausscheidungen aus wässrigen Lösungen aufgefaßt. Ihr Vorkommen in den braungelben Dolomiten und Kalken steht mit der Farbe des Gesteins in genetischem Zusammenhang.

Über das Vorkommen des Wellendolomits ist zu bemerken, daß derselbe bei uns überall an der Basis des Wellenkalks angetroffen wird. Nach Norden hin keilt er stark aus und ist, wie ich an der neuen Waldstraße, die zwischen Dammers-

feld und Eierhauck nach Gersfeld in der Rhön hinabzieht, beobachten konnte, auf eine wenige Zentimeter starke Zwischenlage zwischen Buntsandstein und Wellenkalk zusammengeschrumpft.

### Ockerkalke

sind typisch für einen Horizont der unteren Lettenkohle (MT, S. 52, Nr. 101—103, 109). Das Gestein kommt sowohl in dichten, wie stark kristallinen Varietäten vor. Ein kristallinisches Vorkommen von Reichenberg mit zahlreichen Saurierresten zeigt unter dem Mikroskop ein teilweise sehr dichtes Gefüge von Calcitrhombodern. Dieselben sind fast durchweg am Rande von ausgeschiedenem Brauneisen umsäumt, wodurch die braune Farbe des Gesteins entsteht. Einschwemmungen sind in diesen Ockerkalken nicht häufig. Die Diagenese der Gesteine hat hier zum erstenmal unter den bis jetzt besprochenen Gesteinen zur Neubildung von Quarzkristallen geführt.

### Drusendolomit

wird ein jedenfalls nur schwach dolomitischer Ockerkalk genannt, welcher zwischen Anoplophorasandstein und Hauptsandstein liegt. Entsprechend dieser Lagerung ist er recht reich an Einschwemmungen. Das Vorkommen von Drusen mit Calcit, Dolomit und Aragonit im Drusendolomit ist von F. v. SANDBERGER (36, 2) beschrieben worden. Durch die gelbbraune Farbe und das Vorkommen dunkelbrauner Dendriten im Gestein bekommt der Drusendolomit eine große Ähnlichkeit mit dem Wellendolomit.

### Zellenkalke.

Analysen des geologisch-mineralogischen Instituts der Universität Würzburg  
(J. BECKENKAMP 3, 2):

a) unterer Zellenkalk	b) oberer Zellenkalk
CaO . . . . . 41,65 %	48,95 %
MgO . . . . . 4,20 „	1,95 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } . . . . . 3,22 „	} 1,36 „
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } . . . . . 0,95 „	
CO <sub>2</sub> . . . . . 38,97 „	41,85 „
in HCl unlöslich . 11,22 „	7,33 „

An die gelben Ockerdolomite und Ockerkalke schließen sich die Zellenkalke an. Auch ihre Karbonate sind klastischen Ursprungs. Ihrer Entstehung entsprechend bieten die Zellenkalke, welche das Salzgebirge der Anhydritgruppe einrahmen, ein lokal sehr verschiedenes Aussehen. Im einfachsten Falle haben die unverwitterten Zellenkalke die gleichmäßig mittelkörnige Grundmasse vieler dichter Kalke. Über die Entstehung und Struktur der typischen Zellenkalke haben sich verschiedene Autoren ausgesprochen (NEMINAR [29], LANG [24], BECKENKAMP 3, 2). Ich fand an einem Gesteinsschliff von typischem Zellenkalk<sup>1)</sup> (s. MT, S. 47, Nr. 43) folgendes Bild: Eine feinkristallinische Grundmasse ist von Kapillarspältchen durchzogen, auf welchen sich Brauneisen abgeschieden hat. In diesen „Verwitterungsherden“ ist meist ein kleines Brauneisenkorn zentral eingelagert, wodurch die Grundmasse ein getupftes Aussehen erhält. Rechtwinklig durchkreuzen die Grundmasse Calcitadern, welche gegen die Verwitterung widerstandsfähiger sind als die Grundmasse. Durch allmähliche

<sup>1)</sup> Eingehende Beschreibung dieses Kalkes in BECKENKAMPS Arbeit: „Über die Bildung der Zellenkalke“.

Auswitterung der letzteren entstehen die rechteckigen Zellen. Die zahlreichen rechtwinklig sich kreuzenden und sekundär mit Calcit ausgefüllten Risse entstehen durch Zersprengung des Gesteins.

Solche Strukturverhältnisse wurden ebenso von BECKENKAMP (3, 2) beschrieben und dieser Schliff spricht also ebenfalls für die von ihm angenommene Entstehungsart des typischen Zellenkalkes.

Die Ansicht über die Entstehung des Zellenkalkes war bisher meist die, daß härtere und weichere Gesteinsarten zu einer Breccie zusammengepreßt wurden, und daß später das weichere, tonige, gipsige und salzige Material ausgelaugt wurde.

J. BECKENKAMP (3, 2) macht demgegenüber geltend, daß der Nähe eines Wasserhorizontes und einer mit Volumvergrößerung verbundenen Ausscheidung von Eisenoxyd eine Hauptrolle bei der Zellenbildung zukomme. Eine derartige allmähliche Umwandlung eines völlig frischen Gesteins in ein zelliges Gestein, dessen Zellen zunächst mit dichtem, dann mit tonigem Material ausgefüllt und schließlich leer sind, konnte BECKENKAMP an Bänken mit völlig ungestörter Lagerung nachweisen, welche dem eigentlichen Zellenkalkhorizonte nahe liegen, bei welchen aber von einer Breccie im eigentlichen Sinne des Wortes nicht gesprochen werden kann und bei welchen diese sogar ausgeschlossen ist. Die zu beiden Seiten des Gipshorizontes liegenden eigentlichen Zellenkalke sind am stärksten zellig ausgelaugt, weil sie dem auch den Gips fortführenden Wasser am nächsten lagen. Sie befinden sich allerdings, wie BECKENKAMP hervorhebt, in meist sehr zerstörter Lagerung, welche auf einen Einbruch von Schichten hinweist; sie können infolgedessen auch wohl lokal Breccienstruktur zeigen, wie sie verschiedentlich erwähnt wird. Aber auch bei diesen eigentlichen Zellenkalken führt BECKENKAMP die Entstehung der Zellen überwiegend nicht auf Breccienstruktur zurück, sondern auf die Umkristallisation durch Wasser unter Mitwirkung von hierbei entstehendem und sprengend wirkendem Eisenoxyd. Als Beweis für diese Annahme erwähnt BECKENKAMP, daß „die Zellwände fast in allen Fällen parallel und senkrecht zur Schichtfläche verlaufen“, was einer Breccienstruktur widerspricht. BECKENKAMP schreibt die Lagerungsstörung des Zellenkalkes in erster Linie den allgemeinen tektonischen Verhältnissen zu, welche die sowohl über, als unter, als in den Zellenkalken zu beobachtenden Verwerfungen zur Folge hatten. Innerhalb der zur Zeit dieser tektonischen Vorgänge zum größten Teil schon stark ausgelaugten Zellenkalke mußten besonders nach Fortführung des zwischen dem Zellenkalk liegenden Gipses nach seiner Ansicht auch größere Störungen durch diese Verwerfungen veranlaßt werden als über und unter den Zellenkalken, wo keine oder doch nur eine weit geringere Auslaugung stattgefunden hat.

Bei der Entstehung der Zellenkalke ist die Umwandlung von primär zwischen die Kalkbänke eingelagertem Anhydrit zu Gips auch nach BECKENKAMP nicht unbeteiligt. Da der bei dieser Umwandlung entstehende Gips ein größeres Volumen als Anhydrit hat, so mußte ersterer einen Druck auf die Gesteine im Liegenden und Hangenden ausüben und ihre Zerstörung erleichtern, wodurch dann eine Wasserzirkulation ermöglicht wurde. Berücksichtigt man, daß nach Auslaugung des Gipses große Hohlräume zwischen den Zellenkalken entstehen mußten, so wird man leicht einsehen, daß diese Hohlräume dem auf ihnen lastenden Schichtendruck nicht standhalten konnten. Das Gestein im Hangenden, welches ja ohnehin schon zersprengt war, mußte in die Hohlräume nachstürzen und zerdrückt werden. Wenn dann durch Auskristallisation von Calcit diese Bruchstücke wieder verkittet wurden, so konnte eine Breccie entstehen, wie sie bei den vielfach gestörten Schichten der

Anhydritgruppe lokal angegeben wird. Ich fand solche Breccien an verschiedenen Stellen.

1. Hinter den Lokomotivschuppen am Bahnhof Würzburg sind die entblößten Schichten der Anhydritgruppe und des unteren Hauptmuschelkalkes gefaltet und vielfach verworfen (cf. die Aufnahme BECKENKAMPS 3, 1). In der Region des Zellenkalkes findet sich hier eine Breccie mit teilweise geschieferten Bruchstücken (MT, S. 47, Nr. 46).

2. Zwischen Lerchenberg und Pfaffenberg finden sich in demselben Horizont Verwerfungen. Im oberen Zellenkalk findet sich eine sehr stark verwitterte Breccie.

3. In der Neubergstraße, im Südosten Würzburgs, kamen bei einem Kanalbau unverwitterte Breccien des oberen Zellenkalkes zutage. Die tektonischen Verhältnisse an dieser Stelle konnte ich nicht feststellen (MT, S. 47, Nr. 47).

Kalkbreccien aus der Anhydritgruppe sind bereits früher beschrieben worden. E. FRAAS (12, 2) erwähnt sie in seiner petrogenetischen Studie über „Die Bildung der germanischen Trias“ (S. 64). BENECKE und COHEN (5) beschreiben eine primäre heterogene Breccie aus der Umgegend von Heidelberg, welche offenbar dem Würzburger Vorkommen ganz ähnlich ist. Auch den mächtigen Steinsalzlager der Anhydritgruppe, welche durch Bohrungen zwischen Burgbernheim und Schweinfurt festgestellt wurden, sind nach O. REIS (33, 1) salzige Breccien eingelagert. Dadurch, daß bei dem typischen Zellenkalk und den Kalkbreccien durch Herauswitterung des weicheren Gesteinsmaterials Hohlräume, die sogen. „Zellen“, entstehen, wird sekundär die auffallende Ähnlichkeit der verwitterten Gesteine bedingt. In unverwitterten Breccien liegen geschieferte oder ungeschieferte Bruchstücke ohne jede Orientierung in einer schwach umkristallisierten Kittmasse. An einem Handstück ist folgende hübsche Erscheinung zu sehen. In einem Breccienstück befindet sich deutlich erkennbare Styolithenbildung, welche gegen die verkittende Gesteinsmasse hin scharf absetzt. Die Styolithen des ursprünglichen Gesteins gaben offenbar bei der Zertrümmerung desselben eine Bruchlinie ab. Es ist kein Zweifel, daß der Styolithenzug eine Bildung des primär unzertrümmerten Gesteins ist. Es hat ja auch das Breccienstück ganz den Charakter des Styolithenkalks, der dem oberen Zellenkalk unmittelbar aufliegt. An den Breccien läßt sich auch die allmähliche Entstehung von Zellenkalk verfolgen. Die nicht umkristallisierten Breccienstücke setzen, wie auch BECKENKAMP nachgewiesen hat, der Verwitterung geringen Widerstand entgegen, bräunen sich an manchen Stellen, bekommen mehlig Beschaffenheit und wittern schließlich ganz aus, so daß die bekannten zellenähnlichen Hohlräume zurückbleiben.

Zur mikroskopischen Betrachtung der Breccienstruktur dienten Dünnschliffe von Nr. 46 und 47 der Tabelle S. 47. Bei dem oberen Zellenkalk von den Lokomotivschuppen sieht man die isomeren Bruchstücke in eine anisomere Grundmasse eingelagert. In den Bruchstücken sind die kleinen Calcitkörnchen zu zackig ineinander eingreifenden Aggregaten geordnet, welche einheitlich auslöschten. Ich habe diese Erscheinung nur hier beobachtet und glaube, daß beginnende Umkristallisation der isomeren Grundmasse vorliegt.

Allolithogene Mineralbestandteile liegen (in Nr. 47) in der Gesteinsgrundmasse an manchen Stellen so dicht beieinander, daß das Gestein lokal den Charakter eines Sandsteins bekommt. Auf Tafel I, Fig. 4 erkennt man die eingeschwemmten Quarz- und Feldspatpartikel und ihre lokale Anhäufung. Die Schlämmrückstände dieser Gesteine sind natürlich entsprechend groß und hier sind auch die seltenen Mineralien relativ häufig. Die Anhäufung von allothigenen Mineralbestandteilen in den

Breccien läßt sich verstehen, wenn man bedenkt, daß nach Auslaugung des Salzgebirges schwer lösliche Bestandteile zurückbleiben und sich zu einem Sande anreichern mußten.

### Grenzdolomit.

Eine große Ähnlichkeit mit den Zellenkalken hat der Grenzdolomit, welcher die Lettenkohle nach oben abschließt.

#### Analyse eines Grenzdolomits von HILTERMANN (19).

(Das Material wurde von SANDBERGER gesammelt; stammt also offenbar aus der Nähe von Würzburg.)

Kieselsäure . . . . .	0,5165 %	Kali . . . . .	0,4666 %
Eisenoxyd und Tonerde	0,2999 „	Natron . . . . .	0,0800 „
Kohlensaurer Kalk . . .	87,345 „	Wasser . . . . .	0,3500 „
Phosphorsaurer Kalk . .	0,215 „	Kalk . . . . .	5,671 „
Kohlensaure Magnesia . .	7,767 „		

Die HILTERMANN'sche Analyse und die von mir gemachten Beobachtungen beim Lösen des Grenzdolomits in kalter verdünnter Salzsäure sprechen nicht dafür, daß der Grenzdolomit bei Würzburg stark dolomitisch ist. Die Ähnlichkeit des Grenzdolomits mit Zellenkalk wird durch die gelbgraue, feinkörnige Gesteinsmasse und das Vorkommen von „Zellen“ hervorgerufen, welche durch Auslaugung eingeschlossener Bruchstücke von grünen Letten entstehen. ZELLER (46) erwähnt, daß Keupermergel und Gips lokal in den Grenzdolomit eingepreßt seien.

Die Grundmasse des Grenzdolomits ist mikroskopisch betrachtet anisomer. Charakteristisch sind Spuren von Oolithbildung. (Oolithbildung im Grenzdolomit wird bereits von SANDBERGER erwähnt!) Allothigene Mineralien finden sich im Grenzdolomit recht häufig, authigene sind wechselnd in ihrem Vorkommen, z. B. Quarzkristalle lokal häufig. Von Sulfaten konnte Baryt bestimmt werden.

### 2. Kalkreiche Mergel des Wellenkalks.

Diese Gesteine bilden, wie bereits angegeben wurde, den Übergang zwischen den Mergelschiefern und den dichten, blauen Kalken.

#### Analysen von HILGER:

a) Hauptgestein des Wellenkalks Thüningersheim	b) Mergel mit <i>Myophoria orbicularis</i> Steinbachsgrund		
SiO <sub>2</sub> . . . . .	8,068 %	. . . . .	12,626 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,502 „	. . . . .	6,275 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,780 „	. . . . .	1,571 „
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	82,523 „	. . . . .	68,136 „
MgCO <sub>3</sub> . . . . .	0,781 „	. . . . .	1,946 „
CaSO <sub>4</sub> . . . . .	0,204 „	. . . . .	1,361 „
Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . .	0,281 „	. . . . .	0,796 „
CaO . . . . .	0,490 „	. . . . .	1,051 „
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,382 „	. . . . .	2,230 „
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,611 „	. . . . .	1,181 „
NaCl . . . . .	0,290 „	. . . . .	0,077 „
H <sub>2</sub> O . . . . .	2,100 „	. . . . .	2,872 „

Die untersuchten Gesteine (MT, S. 44, 46, 47, Nr. 5, 11, 28, 34—37, 41) sind dicht, blaugrau, gut geschiefert und geben beim Anhauchen charakteristischen Tongeruch. Neugebildeter Pyrit ist lokal häufig. In den Orbicularisschichten am Stein findet sich auch Cölestin.

**Dichter Kalk.**

Durch weitere Zunahme des Karbonatgehaltes entsteht aus den kalkreichen Mergeln dichter Kalk.

## Analysen von HILGER:

a) Hauptgestein des Wellenkalks Würzburg (Neubaustraße)	b) <i>Ceratites nodosus</i> -Schichten Höchberg
SiO <sub>2</sub> . . . . . 4,438 %	SiO <sub>2</sub> . . . . . 2,988 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 2,149 „	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 0,319 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 0,517 „	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 0,750 „
FeO . . . . . 0,450 „	CaCO <sub>3</sub> . . . . . 91,662 „
CaCO <sub>3</sub> . . . . . 87,852 „	MgCO <sub>3</sub> . . . . . 1,948 „
MgCO <sub>3</sub> . . . . . 1,060 „	Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . . 0,240 „
CaSO <sub>4</sub> . . . . . 0,294 „	NaCl . . . . . 0,211 „
Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . . 1,003 „	K <sub>2</sub> O . . . . . 0,401 „
CaO . . . . . 0,331 „	Na <sub>2</sub> O . . . . . 0,534 „
K <sub>2</sub> O . . . . . 0,658 „	Li <sub>2</sub> O . . . . . Spuren
Na <sub>2</sub> O . . . . . 0,444 „	H <sub>2</sub> O . . . . . 1,390 „
NaCl . . . . . 0,120 „	CaO . . . . . 0,007 „
H <sub>2</sub> O . . . . . 1,386 „	

Diese dichten Kalkbänke, welche durch den Nodosuskalk repräsentiert werden, sind ein von Diagenese relativ wenig betroffenes Gestein. Ihre Struktur hängt zusammen mit der Armut an Fossilien, worüber ich an anderer Stelle noch sprechen werde. Zur Kenntnis der Struktur dieser Kalke (MT, S. 45, 47 ff., Nr. 16, 48, 49, 50, 70, 81, 82, 85) genügt es, wenn ich einen Dünnschliff des Nodosuskalkes vom Steinberg beschreibe.

Makroskopisch läßt sich der Nodosuskalk von anderen dichten Kalken unterscheiden durch die vertikale Absonderung der Bänke und die Brauneisenüberzüge auf diesen Absonderungsflächen. Mikroskopisch wird ein isomeres Aggregat von kleinsten Calcitkörnchen erkannt. Die Kalkmasse erscheint durch Tonschlamm getrübt. Eingelagert in der Grundmasse sind seltene Quarzpartikel und Körnchen von Brauneisen, die aus dem überall eingestreuten Eisenkiesstaub entstanden sein mögen. Im Schlämmrückstand finden sich wenige allothigene Mineralien und mit Ausnahme von Pyrit kaum irgendwelche authigene Mineralien.

**Kristallinische Kalke.**

Die Durchkristallisation der dichten Kalkmassen steht im Zusammenhang mit der kalkauflösenden Wirkung kohlenensäurehaltiger Wässer. Durch sekundären Absatz von spätigem Calcit aus diesen Lösungen entsteht der kristallinische Charakter des betreffenden Gesteins. Der Zusammenhang kristallinischer Kalke mit Fossilresten lehrt, daß Tiere bei der Verwesung die zur Umkristallisation nötige Menge Kohlensäure liefern (BECKENKAMP 3, 2). Man beobachtet infolgedessen bei schwach kristallinischen Kalken Umkristallisation immer da, wo eine Anhäufung von Muschelschalen stattfindet.

Es sind hier zu besprechen die Lumachellen des Wellenkalks und Hauptmuschelkalks mit besonderer Berücksichtigung der Pseudokonglomeratbänke, Schaumkalke und Hornsteinbänke.

**Pseudokonglomeratbänke.**

Die Pseudokonglomeratbänke des unteren Wellenkalks haben schon immer die Aufmerksamkeit der Geologen erregt und zu verschiedenen Theorien über ihre

Entstehung Veranlassung gegeben (LIEBETRAU [25], BORNEMANN [8, 1, 2], FRANTZEN 13 u. a.). Die Konglomerate (oft könnte man auch von Breccienstücken sprechen) bestehen aus dichtem Kalk, der einer kristallinen Grundmasse eingelagert ist. Bei der Verwitterung des Gesteins zerfällt die weniger widerstandsfähige Grundmasse zuerst. Die eingelagerten Konglomerate treten dann namentlich auf der Oberfläche der Bänke scharf heraus.

Analyse der zweiten oberen Konglomeratbank von Erlabrunn (HILGER):

SiO <sub>2</sub> . . . . .	4,269 %	Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . .	0,312 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,272 „	CaO . . . . .	0,039 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,102 „	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,810 „
FeO . . . . .	0,570 „	Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,595 „
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	87,021 „	NaCl . . . . .	0,138 „
MgCO <sub>3</sub> . . . . .	1,106 „	H <sub>2</sub> O . . . . .	2,158 „
CaSO <sub>4</sub> . . . . .	0,473 „		

Bevor ich die Frage über Struktur und Entstehung der Pseudokonglomeratbänke diskutiere, möchte ich bemerken, daß meine Beobachtungen über die Struktur dieser Gesteine bei Würzburg ganz auffallend mit denen übereinstimmen, welche LIEBETRAU, BORNEMANN und WAGNER (42) für die Pseudokonglomeratbänke Mitteldeutschlands gemacht haben. Die Vergleichung einiger Photographien der Arbeit BORNEMANNs mit den meinigen kann dies bestätigen.

Für die Entstehung einer konglomeratischen Struktur bestehen folgende drei Möglichkeiten:

1. Das Gestein ist ein echtes Konglomerat bzw. Breccie. Die Rollstücke sind allothigenen Ursprungs.

2. Das Gestein ist kurz vor der völligen Verfestigung durch Wellenschlag zerrissen oder auf andere Weise zerdrückt worden. Die Bruchstücke wurden auf dem Meeresgrunde mehr oder weniger abgerollt und sekundär wieder verkittet (cf. WAGNER S. 43 und S. 29 ff.).

3. Die konglomeratische Struktur ist eine Folgeerscheinung der Umkristallisation des Gesteins.

Die mikroskopische Betrachtung meiner Gesteinsdünnschliffe und Mikrographien (Tafel I, Fig. 1 und 2) zeigt, daß die Konglomerate aus einem völlig dichten, blaugrauen Kalk bestehen. Sie sind durch eine helle Calcitzone von der Grundmasse geschieden. LIEBETRAU glaubt in diesen „Inkrustationsringen“ eine chemische Ausscheidung zu erblicken. „Dasselbe Medium, welches den Aufbereitungsprozeß vermittelt, dient gleichfalls als chemisches Lösungs- und Fällungsmittel.“ Solche weiße Calcitinkrustationen finden sich auch auf verwitterten, dichten, blauen Kalkbruchstücken. Es läßt sich diese Beobachtung schließlich auch auf die in den Pseudokonglomeratbänken eingeschlossenen Rollstücke übertragen. Als weiteren Beweis für das Vorhandensein von Geröllen sieht LIEBETRAU die zerbrochenen Rollstücke an, die durch das sekundär ausgeschiedene Bindemittel wieder verkittet sind. „Die Zerberstungen haben wir innerhalb der Schichten selbst zu suchen. Sie erklären sich am besten und ungezwungensten wohl aus Kristallisationskräften, indem auf einzelne Gerölle von Calcit, bei dem Bestreben, sich zu großen Individuen zusammenzufügen und bei seiner beständigen Zufuhr von außen, ein Druck ausgeübt wurde. Lokal kann derselbe verschwinden, wenn die Vorbedingungen zu demselben nicht vorhanden sind.“ Für einen dritten Beweisgrund, den LIEBETRAU anführt, habe ich keine Bestätigung gefunden. LIEBETRAU behauptet nämlich, daß die

selteneren Mineralien (unter welchen doch wohl die allothigenen Mineralbruchstücke verstanden sind) an die Gerölle gebunden seien. Ich konnte vielmehr an allen meinen Dünnschliffen beobachten, daß sich die Einschwemmungen von schweren Mineralien zum größten Teil in der die Rollstücke einschließenden Kittmasse befanden. Mit LIEBETRAU beobachtete ich weiter, daß das die organischen Reste zusammenschweißende calcitische Bindemittel sich in zwei Teile oder Generationen scheidet. Der erste Teil ist eine feinkörnige, fossil- und mineralreiche Kalkmasse, die wenig diagenisiert ist. Sie stellt offenbar die ursprüngliche Kittmasse vor. Der andere Teil ist grobkristallinisch, mit großen Calcitindividuen und meist zerstörten Fossilresten. Diese Masse, welche sich größtenteils aus Lösungen abgesetzt hat, dringt häufig in die Grundmasse der Konglomerate ein. Dieselbe sieht dann zackig und gleichsam angefressen aus, eine Wirkung der bei der Diagenese zirkulierenden Lösungen (s. Tafel I, Fig. 1 und 2).

Vorläufig scheint mir für die Entstehung der Pseudokonglomeratbänke des unteren Wellenkalks die von WAGNER aufgestellte Theorie annehmbar zu sein. Er nimmt an (auf S. 31 seiner Arbeit), daß durch heftige Bewegung des Meeres bereits verfestigte Kalkbänke eine Aufarbeitung und Zerstückelung erlitten hätten. Die Bruchstücke sind dann nach einiger Abrollung von einer fossilreichen Gesteinsmasse eingeschlossen worden. Bei Jena scheinen übrigens auch solche Konglomerate in dichtem, einschlußfreiem Kalk vorzukommen. Für eine etwas komplizierte Struktur, wie sie WAGNER auf S. 42 seiner Arbeit abbildet, wird angenommen, daß das Zerbersten eines neugebildeten und bereits verfestigten Sediments im Bereich der bei Ebbe vom Wasser entblößten „Schorre“ vor sich gegangen sei. Die Theorie setzt voraus, daß bei Jena zwischen Oolithbank  $\beta$  und der Zone mit *Terebratula vulgaris* eine Küstenzone oder Insel im Wellenkalkmeer existierte, wovon sonst meines Wissens nichts bekannt ist.

Neugebildete Mineralien, wie Quarz- und Feldspatkristalle sind in den Pseudokonglomeratbänken auffallend selten, Pyrit dagegen ist recht häufig und dient als Ausfüllungsmasse der Foraminiferen. Glaukonit wurde lokal häufig beobachtet. Allothigene Mineralien sind recht zahlreich und gut erhalten.

Neben den geschilderten Pseudokonglomeratstrukturen kommen aber auch solche vor, deren Entstehung auf Grund der mikroskopischen Betrachtung auf andere Ursachen zurückgeführt werden muß. BECKENKAMP (3, 2) hat für die Struktur eines den Orbicularismergeln eingelagerten, teilweise kristallinischen Bänckchens gezeigt, daß die scheinbaren Konglomerate Reste der nicht umkristallisierten Grundmasse sind. Er weist nach, daß bei dieser Umkristallisation eisenhaltige und etwaige kohlige Bestandteile der dichten Masse von dem sich ausscheidenden Calcit zurückgeschoben und am Rande der neugebildeten grobkörnigen Calcitmasse zusammengedrängt wurden. Solche konglomeratähnliche Reste einer ursprünglich dichten Gesteinsmasse fand ich in der Spiriferinenbank. Unter dem Mikroskop sieht man Anhäufungen von Ton, Pyrit und Bitumen in feinkörniger, nicht umkristallisierter Grundmasse. Der bei den Konglomeraten der Pseudokonglomeratbänke vom Volkenberg beobachtete weiße Calcitsaum fehlt. Dasselbe ist der Fall bei einem großen Rollstück der Pseudokonglomeratbank von Greußenheim (Taf. I, Fig. 2). Man sieht im Dünnschliff einen rätselhaften dunklen Saum nicht außerhalb des Konglomerates am Rande der verkittenden Grundmasse, sondern noch innerhalb des Rollstückes selbst.

Die Dentalienbank des unteren Wellenkalks ist ein auffallend wenig von Kristallisation betroffener, dichter, blauer Kalk mit zahllosen Exemplaren von *Den-*

*talium laeve*, *Natica oolithica*, *Gervillien* etc., deren Schalen ausgewittert sind. Da in einem Handstück von Dentalienbank (MT, S. 44, Nr. 14) reichlich Cölestin und außerdem in einem anderen Handstück (MT, S. 44, Nr. 12) Negative von Cölestinkristallen gefunden wurden, so liegt die Annahme nahe, daß die Conchylienschalen teilweise in Cölestin umgewandelt waren und dieser wieder allmählich ausgewittert ist. Die Zerstörung von Cölestin geht jedenfalls viel leichter vor sich, als die des Calcits, wie die Löslichkeitsverhältnisse beider Mineralien in Wasser beweisen. Eine Analyse von HILGER gibt für die Dentalienbank von Erlabrunn folgende Zusammensetzung an:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	1,721 %	Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . .	0,321 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,735 "	CaO . . . . .	0,019 "
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,827 "	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,901 "
FeO . . . . .	0,361 "	Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,682 "
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	92,093 "	NaCl . . . . .	0,145 "
MgCO <sub>3</sub> . . . . .	0,717 "	H <sub>2</sub> O . . . . .	1,720 "
CaSO <sub>4</sub> . . . . .	0,348 "		

Am Dünnschliff sieht man, daß die Fossilien zerstört sind. Metasomatisch ist an die Stelle ihrer Schalen teilweise noch erhaltener Calcit getreten. Durch Verwitterung des FeCO<sub>3</sub>haltigen Calcits wurde Brauneisen abgeschieden, welches teilweise in Roteisen übergegangen ist. Einschwemmungen beginnen bereits abzunehmen.

Die Brachiopodenbänke des mittleren Wellenkalks setzen sich zusammen aus den Terebratelbänken und der ungefähr 15 m darüberliegenden Spiriferinenbank. HENKEL (17, 2) hat in einem Profil von Karlstadt aus dem Bruch der Zementfabrik zwei Terebratelbänke nachgewiesen. An der Ravensburg konnte ich an einer Stelle zwei Terebratelbänke übereinanderliegend finden, mit 2 m Zwischenmittel, wie in dem Bruche von Karlstadt. Direkt am Aufstieg zur Ravensburg liegen ebenfalls zwei Terebratelbänke in entsprechendem Abstand übereinander. Die Verhältnisse sind hier weniger klar, da möglicherweise durch terrassenartigen Abbruch Partien der oberen Bank in ein tieferes Niveau verlagert wurden. Wie die Verhältnisse bei Würzburg sind und ob vielleicht die in Mitteldeutschland ausgeschiedenen zwei Terebratelbänke auch bei uns konstant auftreten, wäre Aufgabe stratigraphischer Untersuchungen.

#### Analysen von HILGER:

a) Terebratelbank Erlabrunn	b) Spiriferinenbank Erlabrunn		
SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,934 %	. . . . .	2,258 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,865 "	. . . . .	0,823 "
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,250 "	. . . . .	0,904 "
FeO . . . . .	0,591 "	. . . . .	—
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	87,373 "	. . . . .	91,283 "
MgCO <sub>3</sub> . . . . .	0,416 "	. . . . .	0,653 "
CaSO <sub>4</sub> . . . . .	0,253 "	. . . . .	0,433 "
Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . .	0,168 "	. . . . .	0,292 "
CaO . . . . .	0,058 "	. . . . .	0,090 "
MgO . . . . .	Spuren	. . . . .	—
Sr . . . . .	Spuren	. . . . .	
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,202 "	. . . . .	0,733 "
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,703 "	. . . . .	1,131 "
NaCl . . . . .	0,126 "	. . . . .	0,187 "
H <sub>2</sub> O . . . . .	2,933 "	. . . . .	1,282 "

Beide Vorkommnisse sind anscheinend arm an Cölestin gewesen, denn für Sulfate sind nur geringe Werte angegeben. Arm an Cölestin fand auch ich die Brachio-

podenbänke z. B. an der Oberleinacher-Straße, wo sie an der Straßenböschung austreichen. Ganz erfüllt von Cölestin sind sie dagegen an den Steilabhängen in der Umgegend der Ravensburg. Ich vermute, daß an solchen Stellen, wo die Bänke (auch für den Schaumkalk wurde die gleiche Beobachtung gemacht) flach austreichen, also der Verwitterung stärker ausgesetzt sind, der Cölestin weggeführt und sekundär wieder Calcit abgeschieden wurde.

Ein Dünnschliff der Spiriferinenbank von der Ravensburg zeigt die anisomere Gesteinsgrundmasse durchsetzt von Conchylenschalen, Stielgliedern von Crinoiden etc. Foraminiferen scheinen durch die Diagenese zerstört worden zu sein. Ihre ursprüngliche Anwesenheit wird durch Ausgußreste in Eisenkies verraten. Cölestin dient als Ersatzmasse der Schalen im Wechsel mit Calcit (s. Taf. I, Fig. 3). Bei der Diagenese neugebildete Quarz- und Feldspatkristalle werden durch die große Menge des im Schlämmrückstand befindlichen Cölestins verdeckt. Ich beseitigte in mehreren Fällen den Cölestin, indem ich ihn durch längeres Kochen mit Soda aufschloß und das gebildete  $\text{SrCO}_3$  in Salzsäure löste. Man erhält so ein einigermaßen brauchbares Präparat des Schlämmrückstandes. Schwere Mineralien sind in den Brachiopodenbänken selten.

### Oolithische Kalke (Schaumkalke).

Über die oolithischen und „pseudoolithischen“ Bänke des mitteldeutschen Wellenkalks existiert eine bereits recht ansehnliche Literatur. Wertvoll sind vor allem die Arbeiten BORNEMANN'S (8, 1, 2) und FRANTZENS (13), weil sie Abbildungen enthalten, welche zum Vergleich mit anderen Schaumkalkvorkommen dienen können. Wenn man mit BORNEMANN unter Oolith eine kugelige Kalkbildung versteht, welche eine konzentrisch schalige und radiaalfaserige Struktur oder eines von beiden besitzt und dann die Photographien seiner oolithischen Kalke mit den von mir hergestellten Dünnschliffphotographien vergleicht, so läßt sich sofort feststellen, daß bei Würzburg oolithische Gesteine vorkommen. Zu diesen gehören die meisten Vorkommen von unverwittertem Schaumkalk und lokal die Hornsteinbänke.

Oolithischer Schaumkalk läßt sich bereits makroskopisch als solcher erkennen. Er findet sich gegenwärtig in schönster und typischer Ausbildung an der neuen Steinbergstraße (vgl. das Profil in BECKENKAMPS [3, 1] Arbeit). Der Horizont des oberen Schaumkalks zerfällt hier in zwei Bänke, von welchen die obere, soweit ich beobachten konnte, nicht oolithisch ist. In der unteren ist die Dichte der Oolithe im Gestein recht wechselnd. Dieses abwechselnd häufige, dann wieder weniger häufige Vorkommen und oft gänzliche Ausbleiben der Oolithe hat der stratigraphischen Aufnahme von Schaumkalk immer große Schwierigkeiten gemacht und zu manchen Differenzen über das Recht, eine im Niveau des Schaumkalks liegende, nicht oolithische Kalkbank mit Schaumkalk zu identifizieren, Veranlassung gegeben. Wenn man bedenkt, daß die im Wasser flottierenden Oolithkörner von Meeresströmungen abhängig sind, welche sie an gewissen Stellen anhäufen, an anderen wieder wegschwemmen, dann wird dieser Wechsel verständlich.

Eine Analyse von Schaumkalk gibt HILGER an. (Nach dem noch vorhandenen Aufschluß zu schließen, liegt oberer Schaumkalk vor.)

Schaumkalk vom Steinbachsgrund bei Würzburg:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	1,137 %	MgCO <sub>3</sub> . . . . .	6,980 %	K <sub>2</sub> O . . . . .	1,064 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,564 „	CaSO <sub>4</sub> . . . . .	2,424 „	Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,161 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,988 „	Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . .	0,792 „	NaCl . . . . .	0,092 „
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	81,594 „	Sr	Spuren	H <sub>2</sub> O . . . . .	1,014 „

Aus den analytischen Zahlen kann man den Schluß ziehen, daß das Gestein etwas verwittert war. 2,988%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und keine Angabe für  $\text{FeO}$  sprechen dafür, daß größere Brauneisenausscheidungen im Gestein bereits stattgefunden hatten.

Ein Bild typischen Schaumkalks geben die Dünnschliffe von MT, Nr. 25—27, 29, 30. Oberer Schaumkalk vom Steinberg enthält in grobkristallinischer Grundmasse verschiedenartig ausgebildete Oolithkörner. Typisch sind die mit einer größeren Anzahl von konzentrischen Ringen. Der abgebildete Oolith (s. Taf. II, Fig. 6) zeigt acht solche Ringe. Im einfachsten Fall ist ein Aggregat von Calcitkörnern von einer durch Tonschlamm graubraun gefärbten Schale umhüllt. Die Oolithe sind nicht immer rund, sondern oft langgestreckt und eckig. Ursprünglich eckige Formen wurden teilweise durch neuen Ansatz abgerundet. Doppeloolithe, durch Umhüllung von zwei Oolithen mit einer gemeinsamen Schale entstanden, sind Seltenheiten. Bei der Diagenese des Gesteins entstandene Quarz- und Feldspatkristalle finden sich meist in den Oolithen. Bei der Diagenese und noch jetzt bei der Verwitterung setzt das Innere der Oolithe der Auslaugung den geringsten Widerstand entgegen. In den Hohlräumen können sich neue Mineralabsätze bilden, z. B. Cölestin. Dieses Vorkommen von Cölestin in ausgelaugten Oolithen zeigt sehr schön der untere Schaumkalk vom Volkenberg. (MT, S. 45, Nr. 26, s. Taf. II, Fig. 7.)

Einen anderen Schaumkalktypus stellt der untere Schaumkalk von Veitshöchheim (MT, S. 45, Nr. 24) dar. BORNEMANN würde diesen Schaumkalk wahrscheinlich pseudoolithisch nennen. Makroskopisch ist das Gestein von zuckerig-körniger Beschaffenheit und gelbgrauer Farbe. In einer ziemlich grobkörnigen anisomeren Grundmasse sind nach meiner Auffassung zahlreiche Oolithe eingelagert, die nach der Auslaugung sekundär mit Calcit ausgefüllt wurden. Die Oolithe haben einen Saum von Brauneisen. Solche mit Calcit erfüllte Oolithe habe ich auch in einem Schaumkalkvorkommen von Zell und vom Volkenberg beobachtet.

Ein lokal nicht oolithischer Schaumkalk<sup>1)</sup>, welchen ich nach der Lagerung über zwei oolithischen Schaumkalkbänken als dritte obere Schaumkalkbank ansehe, hat in dem untersuchten Vorkommen eine durch Auslaugung von Einschlüssen zellige Struktur angenommen. Die Grundmasse ist isomer feinkörnig mit schlecht erhaltenen Foraminiferen und Muschelresten. Die vieleckigen Hohlräume sind noch teilweise von Calcit erfüllt. Die im Schlämmrückstand sehr häufigen allothigenen Mineralien verraten sich im Schliff durch häufiges Vorkommen von Quarz und Muscovit.

Über die Entstehung des oolithischen Schaumkalkes läßt sich nach meiner Überzeugung erst dann etwas Sicheres sagen, wenn ein intensives Studium rezenter Oolithbildungen aufgenommen wird. Solche rezente oolithische Sedimente entstehen nach J. WALTHER (43) an der Reede von Suez, am Ausgang der Uádi Dehêse und an den Keyinseln bei Florida, wo ganze Dünen von Oolithkörnern angehäuft werden.

Wie über die Frage nach der Entstehung der Schaumkalke, so kann man sich auch über die Frage, ob die Schaumkalke in der Tiefsee, in der Flachsee oder am Strande abgelagert seien, immer noch nicht einigen. FRANTZEN betrachtet (13) den Schaumkalk als eine Tiefseebildung und zwar als „den triasischen Globigerinenschlamm“. SCHILLBACH (37) sieht ihn analog den von J. WALTHER beobachteten rezenten Oolithbildungen als Strandbildung an, ebenso E. FRAAS (12, 2). Die übrigen Autoren haben sich, soweit mir bekannt ist, für Flachseebildung entschieden.

<sup>1)</sup> SANDBERGERS Sackbank.

Letztere Ansichten (auch SCHILLBACH und E. FRAAS fassen wohl das Wort „Strandbildung“ nicht in der engsten Bedeutung desselben auf) gründen sich einerseits auf das Auftreten der Oolithe als Produkte des seichten Meeres, andererseits auf das Vorkommen einer Fauna, wie sie für nicht zu tiefes Meer charakteristisch ist. Nach meinen Untersuchungen ergeben sich noch zwei weitere Stützen der Theorie, daß der Schaumkalk als Flachseebildung anzuschauen ist. Wie rezente Bildungen erkennen lassen, entsteht Glaukonit immer in geringen Meerestiefen. Auch in früheren Erdperioden scheinen die Verhältnisse bei Bildung von Glaukonit ähnliche gewesen zu sein wie jetzt. Der sehr glaukonitreiche Bairdienkalk z. B. ist nachgewiesene Flachseebildung. Man kann dies also auch für den glaukonitführenden Schaumkalk annehmen. Ein zweites Moment, das für Schaumkalk als Flachseebildung spricht, ist der nicht geringe Gehalt an schweren Mineralien. Es wird in dem letzten Kapitel der Arbeit noch auseinandergesetzt werden, wie das mehr oder minder reichliche Auftreten von schweren Mineralien mit der vermutlichen Tiefe des Triasmeeres zusammenhängen mag.

### Hornsteinbänke.

Ein zweiter Horizont, der oolithische Kalke enthält, findet sich direkt über der Anhydritgruppe. Es sind die Hornsteinbänke. Dichter blauer oder schwach kristallinischer, mit Fossilbruchstücken erfüllter Kalk schließt die beschriebenen Quarz- und Chalcedonausscheidungen ein.

Einen Dünnschliff von Hornsteinkalk (MT, S. 48, Nr. 52) ließ ich mir so anfertigen, daß Partien aus der Hornsteinmasse und der angrenzenden Kalkmasse getroffen wurden. Letztere ist anisomer und gut durchkristallisiert. Bei der Umkristallisation wurde der Ton auf die Seite geschoben und zu Konkretionen vereinigt, welche das Aussehen kleiner Oolithe haben. Echte große Oolithe liegen in der Grundmasse so dicht, daß wenig Zwischenraum bleibt. Sie sind zentrisch und radial struiert wie die Oolithe der Rogensteine, mit häufig über zehn Ringen, und sind bedeutend größer als die Oolithe der Schaumkalke (Tafel I, Figur 5). Im Schliffe findet sich ein Oolith von 18 mm Länge. Solche große Oolithe sind regelmäßig zusammengequetscht und bieten den Anblick eines „eingedrückten Gummiballs“. Als Einschlüsse führen die Oolithe nicht selten Gastropoden und fragliche Ostrakoden.

Durch die im Gestein ausgeschiedene Kieselsäure ist der Kalk lokal verdrängt worden. Doch finden sich mitten in den Hornsteinen noch zurückgebliebene Calcitmassen und sehr schön auskristallisierte Calcitrhoëder. An der Grenze zwischen Hornstein- und Gesteinsgrundmasse kann man die Infiltration der Oolithe mit Kieselsäure sehen. In einem Fall ist auch ein Zuführungskanal im Schliff getroffen (Tafel I, Figur 5). Weniger charakteristische Oolithe finden sich im Hornsteinkalk von Veitshöchheim (MT, S. 48, Nr. 51). Dieselben sind meist langgestreckt und verbogen, öfters auch zerbrochen und an den Bruchstellen durch Kalkspat verkittet. In der Hornsteinmasse selbst sind die Chalcedonringe, deren Kern wieder aus Quarz besteht. Dendritisches Pigment in den Chalcedonsphärolithen ist auch an anderen Chalcedonvorkommen bekannt geworden.

Die bereits untersuchten Vorkommen von verkieseltem Oolith, welcher der Anhydritgruppe von Durlach in Baden angehören soll, zeigen nach der Mikrophotographie von BORNEMANN (8, 1) und dem Holzschnitt in der KNOP'schen Arbeit nicht sehr typisch ausgebildete Oolithe, so daß KNOP die Identität dieser Gebilde

mit Oolithen nicht sicher ist. BORNEMANN hält sie für Pseudo-Oolithe, d. h. für linsenförmig abgeriebene Kalkfragmente.

Der lokale Fossilreichtum der Hornsteinbänke ist wohl auf Einschwemmungen zurückzuführen. Hand in Hand geht damit das Auftreten allothigener Mineralien. Neugebildete Quarz- und Feldspatkristalle sind hier ebenfalls häufig und in großen Exemplaren zu finden.

### Kristallinische Bänke des Hauptmuschelkalks.

In der Anhydritgruppe fand ich keine kristallinen Muschelbänke. Diese Erscheinung hängt mit der Unmöglichkeit eines reichen Tierlebens in dem eindampfenden Meere zusammen. Erst als mit Beginn des unteren Hauptmuschelkalks wieder neue Einströmungen in das germanische Triasmeer stattfanden, da stellten sich auch wieder Meerestiere ein, deren Reste zuerst an manchen Stellen in den Hornsteinbänken, in weitester Verbreitung aber in den verschiedenen Bänken der Schichten mit *Myophoria vulgaris* und *Gervillia costata* auftreten. Analysen HILGERS liegen vor von:

a) Myophorienbank, untere, vom Kirchhofe:	b) Myophorienbank, obere, von Würzburg:
SiO <sub>2</sub> . . . . . 2,591 %	. . . . . 1,487 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 0,699 „	. . . . . 0,431 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 1,088 „	. . . . . 0,794 „
CaCO <sub>3</sub> . . . . . 89,555 „	. . . . . 92,247 „
MgCO <sub>3</sub> . . . . . 0,564 „	. . . . . 1,271 „
CaSO <sub>4</sub> . . . . . 1,314 „	. . . . . 0,649 „
Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . . 0,403 „	. . . . . 0,350 „
NaCl . . . . . 0,060 „	. . . . . 0,050 „
K <sub>2</sub> O . . . . . 0,089 „	. . . . . 0,581 „
Na <sub>2</sub> O . . . . . 1,155 „	. . . . . 0,765 „
Li <sub>2</sub> O . . . . . Spuren	. . . . . Spuren
H <sub>2</sub> O . . . . . 2,279 „	. . . . . 2,021 „

Ein Gesteinsdünnschliff (MT, S. 48, Nr. 58) zeigt eine mittelkörnige Grundmasse mit etwas ausgeschiedenem Brauneisen. Von zahlreich eingelagerten Fossilien fallen kleine turmförmige Gastropoden auf. Im Schliffe selbst sind Einlagerungen von Quarz- und Feldspatbruchstücken selten, Feldspatkristalle sehr selten.

Beim Auflösen des Gesteinspulvers des für den Schliff verwendeten Materials fand ich im Rückstand auffallend viel Glimmer, neugebildete Feldspatkristalle häufig, Quarzkristalle dagegen recht selten. Schwere Mineralien sind in allen Bänken dieses Schichtensystems bereits wieder recht selten.

Eine interessante Beobachtung, über die ich mich an dieser Stelle nicht weiter verbreiten kann, machte ich in den Schlämmrückständen von Nr. 58 der Tabellen. Es finden sich hier häufig Ausgüsse von Foraminiferenschalen, welche die Formen kleiner Exemplare von *Ammodiscus incertus* zeigen. Nur noch einmal in der Encrinitenbank von Höchberg fand ich dieselben wieder. Meines Wissens ist hie-mit zum erstenmal das Vorkommen von Foraminiferen im oberen Muschelkalk nachgewiesen.

Zu denjenigen Bänken des Muschelkalks, welche von der Diagenese am stärksten betroffen sind, gehören die Encrinitenkalke. Von ihnen ist bekannt, daß sie an manchen Stellen fast vollkommen aus Encrinitenstigliedern zusammengesetzt sind. Aus unserem Gebiete sind solche Vorkommen zwar nicht bekannt, doch sind

Conchylienreste und Encrinitenstielglieder noch immer recht zahlreich in der Grundmasse eingelagert. Die Stielglieder sind in Calcit umgewandelt. Solche reine Partien von Calcit zeigen neben den Spaltrissen häufig doppelte Zwillingsstreuung. Für die chemische Zusammensetzung des Encrinitenkalks liegt leider bis jetzt noch keine Analyse vor. Zum Studium neugebildeter Mineralien, wie Quarz, Feldspat, auch Anatas sind unverwitterte Vorkommen von Encrinitenkalk vorzüglich geeignet. Löst man zerkleinertes Gesteinsmaterial auf, so bleibt bei der Diagenese ausgebleichter Ton und das sekundär ausgeschiedene Brauneisen in skelettartigen Flocken zurück. Diese lassen sich durch Abschlämmen und ein Rest von Brauneisen durch Behandlung mit warmer konzentrierter Salzsäure entfernen. Man erhält dann einen recht reinen Rückstand der neugebildeten schwerlöslichen Mineralien. Das seltene Vorkommen von Glaukonit ist deswegen bemerkenswert, weil in anderen Gegenden Glaukonit im Encrinitenkalk häufig und makroskopisch erkennbar vorkommt.

Den petrographischen Charakter der Encrinitenbank hat die im Dürrbachtal, 80 cm dicke, sogen. „Dicke Bank“. Es ist kaum anzunehmen, daß sich diese Bank in der Mächtigkeit von 80 cm über weitere Horizonte hin erstreckt. Sie würde sicherlich auch an anderen Stellen durch den Steinbruchbetrieb aufgeschlossen sein. Der Lage nach läßt sich eine bei Höchberg etwa 1 m 50 cm über der Encrinitenbank auftretende, 40 cm dicke kristallinische Bank mit der „Dicken Bank“ vom Dürrbachtal eventuell identifizieren. Wie diese führt sie recht zahlreiche neugebildete Quarzkristalle. Auch im Dünnschliff lassen sich dieselben neben Orthoklaskristallen beobachten. Kleine Gastropoden finden sich ebenso wie in den Dünnschliffen von Encrinitenkalk.

Aus der Region der Discitesschichten liegen drei Analysen von HILGER vor:

a) Discitesbank Stein:	b) Discitesbank Höchberg:	c) Obere Encrinitenbank Höchberg (Spiriferinenbank):
SiO <sub>2</sub> . . . . . 2,914 %	. . . . . 2,182 %	. . . . . 5,054 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 4,120 „	. . . . . 3,841 „	} . . . . . 6,866 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 0,216 „	. . . . . 0,521 „	
CaCO <sub>3</sub> . . . . . 88,714 „	. . . . . 90,246 „	. . . . . 86,030 „
MgCO <sub>3</sub> . . . . . 1,024 „	. . . . . 1,261 „	. . . . . 0,124 „
CaSO <sub>4</sub> . . . . . 0,461 „	. . . . . 0,526 „	. . . . . —
Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . . 0,124 „	. . . . . 0,186 „	. . . . . 0,231 „
NaCl . . . . . 0,214 „	. . . . . 0,196 „	. . . . . 0,050 „
K <sub>2</sub> O . . . . . 0,192 „	. . . . . 0,220 „	. . . . . 0,842 „
Na <sub>2</sub> O . . . . . 0,245 „	. . . . . 0,331 „	. . . . . 0,294 „
Li <sub>2</sub> O . . . . . Spuren	. . . . . Spuren	. . . . . Spuren
H <sub>2</sub> O . . . . . 0,986 „	. . . . . 0,862 „	. . . . . 0,942 „
Spuren von Sr und Ba	Spuren von Sr und Ba	Spuren von Sr
CaO . . . . . —	. . . . . —	. . . . . 0,120 „

Die Bänke der Discitesschichten gleichen in ihrer makro- und mikroskopischen Struktur den kristallinen Bänken des unteren Hauptmuschelkalks außerordentlich. Bei stratigraphischen Untersuchungen erfolgt die Unterscheidung der Bänke der Discitesschichten von anderen Muschelkalkbänken durch die zahlreichen Exemplare von *Pecten discites*, mit welchen oft ganze Bänke angefüllt sind. Ein ebenso gutes Leitfossil für diese Zone ist der *Ceratites compressus*. Eine Bank wird durch Vorkommen von *Spiriferina fragilis* charakterisiert und als Spiriferinenbank ausgeschieden.

Ein Dünnschliff von Disciteskalk (MT, S. 50, Nr. 73) zeigt keine besonderen Erscheinungen. Bemerkenswert ist nur das hier zum erstenmal häufige Auftreten von

Wirbeltierresten. Wir werden fortan im Muschelkalk aufsteigend eine weitere Zunahme solcher Reste und mithin eine Verstärkung der Wirbeltierfauna im oberen Hauptmuschelkalk und der Lettenkohle konstatieren können.

Die Cycloidesbank, welche den mittleren Hauptmuschelkalk abschließt, ist im Verhältnis zu ihrem außerordentlichen Fossilreichtum wenig umkristallisiert. Es hängt dies wohl damit zusammen, daß die Schalen der *Terebratula cycloides* als Brachiopodenschalen der Auflösung einen größeren Widerstand entgegensetzen als die Muschel- und Schneckenschalen. Ihre „filzige“ Schalenstruktur, welche die Brachiopodenschalen im Dünnschliff sofort verrät, ist offenbar noch in ursprünglicher Erhaltung vorhanden.

#### Analysen von HILGER:

Cycloidesbank I, reich an Terebrateln:	Cycloidesbank II, Nicolausberg:
SiO <sub>2</sub> . . . . . 2,611 %	. . . . . 3,197 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 0,278 „	. . . . . 0,759 „
Fe <sub>3</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 0,496 „	. . . . . 0,952 „
CaCO <sub>3</sub> . . . . . 91,793 „	. . . . . 89,154 „
MgCO <sub>3</sub> . . . . . 1,926 „	. . . . . 2,125 „
CaSO <sub>4</sub> . . . . . 0,455 „	. . . . . 0,924 „
Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . . 0,621 „	. . . . . 0,051 „
NaCl . . . . . 0,155 „	. . . . . 0,080 „
K <sub>2</sub> O . . . . . 0,582 „	. . . . . 0,441 „
Na <sub>2</sub> O . . . . . 0,311 „	. . . . . 0,762 „
Li <sub>2</sub> O . . . . . Spuren	. . . . . Spuren
H <sub>2</sub> O . . . . . 0,946 „	. . . . . 1,897 „
CaO . . . . . 0,113 „	. . . . . 0,121 „

Der Dünnschliff eines vollkommen unverwitterten Vorkommens von Gerbrunn zeigt, daß im ganzen Gestein verstreut oder in größeren Partien angereichert Pyrit vorkommt. Knochenreste finden sich in großer Zahl und guter Erhaltung. Sie sind gelblichbraun gefärbt und bleiben im polarisierten Licht gewöhnlich dunkel. Selten erscheinen dunkelgraue Interferenzfarben, etwa wie bei Apatit. Fischzähne (im Querschnitt und Längsschnitt) sprechen für *Saurichthys*. Knochenreste zeigen wohl ausgebildete, mit Pyrit injizierte Spongiosen, wie sie bei Fischen vorkommen.

Die Semipartitussehichten sind in teilweise dichten, teilweise schwach kristallinischen Kalkplatten entwickelt und paläontologisch durch das Vorkommen von *Ceratites semipartitus* und *dorsoplanus* charakterisiert.

#### HILGERS Analyse von *Ceratites semipartitus*-Schichten, Rottendorf:

SiO <sub>2</sub> . . . . . 5,942 %	NaCl . . . . . 0,792 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 2,171 „	K <sub>2</sub> O . . . . . 0,310 „
CaCO <sub>3</sub> . . . . . 86,701 „	Na <sub>2</sub> O . . . . . 0,790 „
MgCO <sub>3</sub> . . . . . 1,213 „	Li <sub>2</sub> O . . . . . Spuren
CaSO <sub>4</sub> . . . . . 0,631 „	H <sub>2</sub> O . . . . . 0,975 „
Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . . 0,975 „	CaO . . . . . 0,497 „

Ein Dünnschliff feinkristallinischen Kalkes von Rottendorf zeigt anisomere, mittelkörnige Grundmasse, die durch Zusammendrängen von Ton und Bitumen auf einzelne Klümpchen ein getupftes Aussehen erhält. Wirbeltierreste sind wieder häufig. Daneben finden sich die beschriebenen Kieselnadelreste und Ausscheidungen von Kieselsäure in Spuren. Neubildungen von Quarz- und Feldspatkristallen kommen vor. Einschwemmungen sind nur in geringer Menge vorhanden.

Der Trigonoduskalk ist eine den Semipartitussehichten folgende Facies des nach Süden hin zurückweichenden Muschelkalkmeeres. Nach den bekannten An-

gaben soll er südöstlich von Würzburg „auskeilen“. Wie und wo aber dies Auskeilen erfolgt, darüber ist nichts gesagt. Zwischen Gerbrunn und dem Gieshügel steht Trigonoduskalk auf den bewaldeten Anhöhen immer noch über 2 m mächtig an. Bei Rottendorf, nördlich von diesen Aufschlüssen, werden wieder mächtige Kalkbänke gebrochen, die ganz den petrographischen Charakter des Trigonoduskalkes besitzen. Eine paläontologische Bestimmung des Trigonoduskalkes ist freilich bei Würzburg kaum möglich, da hier das Leitfossil, der *Trigonodus Sandbergeri* eine große Seltenheit ist. Es sprechen aber alle petrographischen Beobachtungen dafür, daß der Trigonoduskalk sich zwischen die Semipartitusschichten und die Ostrakodenmergel einschleibt und daß an den Randzonen des Trigonoduskalkes, wie bei Reichenberg, Rottendorf etc., wo man in Brüchen überall Semipartitusschichten, Ostrakodenmergel und Bairdienkalk aufeinander liegend findet, die den oberen Semipartitusschichten eingelagerten dicken Bänke dem Trigonoduskalk äquivalent sind. Diese Ansicht wird noch durch eine zweite Beobachtung gestützt. Auf meinen Exkursionen östlich von Würzburg konnte ich immer die außerordentlich ähnliche petrographische Ausbildung der oberen Semipartitusschichten und des oberen Trigonoduskalkes feststellen. Diese obersten Partien bestehen aus blauem, dichtem Kalk mit zerklüfteten Hohlräumen, welche von Calcit, Baryt und Kupferkies ausgekleidet sind. Auch Aragonit, den ich bei Randersacker im oberen Trigonoduskalk festgestellt habe, erinnere ich mich an der Rosenmühle in Drusen der oberen Semipartitusschichten gesehen zu haben. Zu der petrographischen Ähnlichkeit dieser Gesteinsschichten kommt noch das Vorkommen von *Ceratites semipartitus* in beiden hinzu. Eben in diesem oberen Trigonoduskalk bei Randersacker kommt nicht selten *Ceratites semipartitus* vor und ich selbst konnte ein großes Exemplar am Marsberg auffinden. Die Überlagerung von 1 m Mergelschiefer (Ostrakodenschiefer) mit darauffolgendem Bairdienkalk, was man in den Steinbrüchen am Marsberg überall beobachten kann, erfolgt ebenso wie bei den Semipartitusschichten.

Die unteren, oft über mehrere Meter mächtigen Bänke des Trigonoduskalkes sind durch und durch kristallinisch und haben durch Auswitterung toniger Bestandteile ein poröses Aussehen bekommen. Von zahllosen Fossilien sind nur geringe Spuren erhalten geblieben.

HILGERS Analyse von Trigonoduskalk — Randersacker:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,489 %	NaCl . . . . .	0,189 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,213 „	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,358 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,344 „	Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,559 „
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	95,955 „	Li <sub>2</sub> O . . . . .	Spuren
MgCO <sub>3</sub> . . . . .	0,749 „	H <sub>2</sub> O . . . . .	1,373 „
CaSO <sub>4</sub> . . . . .	0,221 „		Spuren von Sr und Ba
Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . .	0,191 „	CaO . . . . .	0,013 „

Der Gehalt an Kieselsäure ist im Vergleich zu allen anderen Kalkanalysen gering. Die Erscheinung erklärt sich wohl dadurch, daß bei der starken Umkristallisation der Ton, welcher den Hauptanteil der Kieselsäure in den Analysen enthält, aufgelöst wurde. Daß die aufgelöste Kieselsäure sich an anderer Stelle auch wieder ausschied, beweisen die Hornsteine, die manchmal im Trigonoduskalk vorkommen. Der geringe Kieselsäuregehalt des von HILGER analysierten Materials erscheint aber immer noch auffallend, wenn man berücksichtigt, daß im Trigonoduskalk von Randersacker, Heidingsfeld u. s. w. sandige Einschwemmungen in großer Masse vorhanden sind. Dieses in derselben Weise in Karbonatgesteinen der Letten-

kohle beobachtete Auftreten von großen Bruchstücken allothigener Mineralien muß als Anzeichen einer nahen Küste aufgefaßt werden. Wenn man weiter in das Gebiet des Trigonoduskalkes eindringt, treten diese sandigen Einschwemmungen zurück, wie die Schlämmrückstände des Trigonoduskalkes von Zeubelried zeigen.

In Dünnschliffen des Trigonoduskalkes von Randersacker ist die primäre feinkörnige Grundmasse nur noch in einzelnen kleinen Partien erhalten. An sie schließen sich grobkörnige Massen an und das Ganze wird verkittet durch auskristallisierten Kalkspat. Die bis 1 mm großen, im Dünnschliff häufigen Quarzbruchstücke sind durch Abrollung kaum abgerundet. Ebenso wird auch Baryt, der in den Schlämmrückständen oft in großer Masse auftritt, im Dünnschliff bemerkt. Knochenreste sind schließlich auch im Trigonoduskalk ungemein häufig. An einem Handstück beobachtete ich bonebedähnliche Einlagerungen in dem weißgrauen kristallinen Kalk.

Um die tonigen, gelbgrauen Konkretionen, welche sich im Trigonoduskalk so häufig finden, näher studieren zu können, ließ ich von einem eine solche Konkretion enthaltenden Stück Trigonoduskalk von Zeubelried einen Dünnschliff anfertigen. Die Konkretion zeigt unter dem Mikroskop eine sehr feinkörnige Calcitgrundmasse mit reichlichem Tongehalt. Darin sind Barytkristalle einzeln und in Bündeln auskristallisiert (Tafel II, Fig. 8). Die Konkretionen sind also eine Anhäufung von allen den Stoffen der primären Gesteinsmasse, welche bei der Umkristallisation von dem Calcit ausgeschieden und an einzelnen Stellen zusammengedrängt wurden.

Neugebildete Quarz- und Feldspatkristalle sind in den untersuchten Proben von Trigonoduskalk verhältnismäßig selten. Vielfach verschwinden sie auch in den großen Rückständen allothigener Mineralbruchstücke oder gehen beim Schlämmen verloren. Neugebildeter Anatas tritt lokal auf.

Die von SANDBERGER (36, 2, 8) angegebenen Vorkommen von Kupferkies und Zinkblende habe ich bei Randersacker auf die oberen, nur schwach umkristallisierten Bänke des Trigonoduskalkes beschränkt gefunden. Dieselben sind, wie auch aus den Tabellen zu entnehmen ist, viel ärmer an Einschwemmungen als der typische untere Trigonoduskalk.

### Bairdienkalk und blauer Dolomit.

Der Übergang von der marinen Facies des Muschelkalkes zur limnischen der Lettenkohle erfolgt nicht unmittelbar. In der unteren Lettenkohle finden sich noch verschiedene kalkreiche Meeressedimente, von denen hier noch der Bairdienkalk und der sogen. blaue Dolomit zu besprechen sind. Beide Gesteine sind geschiefert, dunkelgrau und besitzen eine wenig differierende Fauna. Über die Verbreitung des blauen Dolomits besteht noch manche Unklarheit, zudem Gesteine als blauer Dolomit bezeichnet werden, welche chemisch und petrographisch grundverschieden zusammengesetzt sind. Die ihrer Lagerung nach als blauer Dolomit zu bezeichnenden Gesteine in der Umgebung des Rotkreuzhofes sind Kalke, das Gestein vom Faulenberg, welches auch SANDBERGER wohl nicht mehr anstehend gefunden hat, ist ein Dolomit.

Die großen petrographischen und faunistischen Unterschiede zwischen oberem und unterem Bairdienkalk haben mich veranlaßt, den unteren Bairdienkalk von Randersacker und vom Thalberg nach der hier namentlich bei Randersacker massenhaft vorkommenden *Anoplophora brevis* in den Tabellen als Anoplophorakalk aus-

zuscheiden. Am Thalberg fand ich in dieser Bank eine auffallende, den Styolithen ähnliche Gesteinsstruktur. Für Styolithenbildung, wie sie in den Kalkbänken des Muschelkalks nicht selten angetroffen wird, hat REIS (33, 1, 2) eine Erklärung gegeben. Die Styolithen sind als „horizontale Entkalkungs-Spaltenzüge mit Auflösungsresiduen“ aufzufassen. Von den REIS'schen Anschauungen ausgehend läßt sich auch eine Erklärung für die erwähnten Strukturen im Bairdienkalk finden. Dieselben sind, wie ich mich an Handstücken der Würzburger Universitätsammlung überzeugen konnte, mit dem von SANDBERGER aus dem unteren Bairdienkalk vom Steinberg und Schalksberg erwähnten stengeligen Anthrakit identisch. Man erkennt an den Stücken faserigen, durch Bitumen dunkelgrau gefärbten Calcit. Die Farbe ist übrigens dieselbe, wie die des ganzen Gesteins. Die Calcitfasern wachsen ganz unvermittelt aus der Gesteinsmasse heraus und endigen auf der Oberfläche der betreffenden Bank. Betrachtet man die Oberfläche, so bemerkt man zahlreiche Sprünge, nach denen das Gestein leicht zerbricht, und von den großen Sprüngen ausgehend kleinere, welche mit bloßem Auge nicht sichtbar sind. Die Calcitfasern, deren Masse dem bituminösen Kalk entstammt, sind aus Calcit rhomboedern aufgebaut. Die Faserstruktur ist nun offenbar so entstanden, daß meteorisches Wasser auf den vertikal zur Gesteinsoberfläche in die Gesteinsmasse eindringenden Spältchen zirkulierte und an der ursprünglichen Gesteinsmasse eine ähnliche Riefung hervorbrachte, wie wir sie an den Styolithen beobachten. Die von den vertikalen Spaltenzügen eingeschlossenen „Säulen“ wurden schließlich noch umkristallisiert. Die Umkristallisation hängt wohl mit der Umkristallisation zusammen, die das ganze Gestein betroffen hat. Zu bemerken ist noch, daß der „stängelige Anthrakit“ im unteren Bairdienkalk, ebenso wie die Styolithen in der Anhydritgruppe, um Würzburg herum sich über ein ausgedehntes Gebiet verbreiten.

Der typische Bairdienkalk der oberen Bairdienschichten ist paläontologisch gekennzeichnet durch das massenhafte Auftreten eines Ostrakoden, der *Bairdia pirus*, petrographisch durch den im Gestein verstreuten Glaukonit, welcher dem Kalk ein grün getupftes Aussehen verleiht. Solcher „glaukonitischer Bairdienkalk“ bildet eine vortreffliche Leitschicht im ganzen Umkreis des untersuchten Gebietes. Die chemische Zusammensetzung von Würzburger Bairdienkalk gibt eine Analyse von HAUSHOFER (16, 2) an.

CaO . . . . .	46,12 %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,92 %
MgO . . . . .	1,41 „	lösl. SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,81 „
FeO . . . . .	0,65 „	Quarz . . . . .	5,58 „
H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> . . . . .	0,41 „	Glaukonit . . . . .	1,11 „
MnO . . . . .	0,20 „	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> . . . . .	0,20 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,16 „	Glühverlust (CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O, organische Substanzen) .	41,30 „

Die Gesteinsstruktur des Bairdienkalks wurde an einer Reihe von Dünnschliffen studiert. Die Grundmasse ist grobkörnig, alle Zwischenräume sind mit Kalkspat ausgefüllt. Von Einschlüssen in dieser Grundmasse fallen vor allem die häufigen Bairdienschalen auf. Dieselben sind in Quer-Frontal- und Sagittalschnitten getroffen und lassen so einen Einblick in die speziellen Strukturverhältnisse der Schalen gewinnen. Diese sind mit Brauneisen imprägniert, im Schaleninneren ist oft Kalkspat auskristallisiert.

Ein Kennzeichen des oberen Bairdienkalkes sind auch die sandigen Einschwemmungen. Im Bairdienkalk vom Thalberg (MT, S. 51, Nr. 95) reichern sich die

klastischen Elemente im Gestein so an, daß lokal die Menge des Quarzes und Kalkes fast gleich ist. Nach Auflösen des Gesteinspulvers bleiben die klastischen Bestandteile des Bairdienkalkes in großer Masse zurück und verdecken die seltenen allothigenen und authigenen Mineralien.

### Dolomite.

Dolomitische Gesteine, soweit sie durch quantitative Analysen als solche bekannt geworden sind, wurden bereits an anderer Stelle besprochen. Es gehören hieher der Wellendolomit und die gelben dolomitischen Mergel der Anhydritgruppe. Für andere Gesteine der Anhydritgruppe und Lettenkohle (MT, S. 47, 53, Nr. 45, 122, 123) konnte aus ihrem Verhalten beim Auflösen des Gesteins in kalter verdünnter Salzsäure und auf Grund qualitativer Analyse geschlossen werden, daß sie dolomitisch sind. Auch ein kristallinischer Dolomit wurde so erkannt, der blaue Dolomit vom Faulenberg. Das Gestein braust mit 5%iger Salzsäure nicht auf, wird aber beim Erwärmen mit konzentrierter Salzsäure allmählich zur Lösung gebracht.

Über das Vorkommen der Dolomite in dem von mir untersuchten Gebiete läßt sich sagen, daß Dolomite immer als Basis und Decke mariner Absätze erscheinen, so der Wellendolomit an der Basis des Wellenkalks, die dolomitischen Gesteine der Anhydritgruppe als Decke des Wellenkalks und schließlich die dolomitischen Kalke und Mergel der Lettenkohle, welche den Muschelkalk überlagern. Alle diese Gesteine sind in geringer Meerestiefe abgelagert und ihr Material ist offenbar klastischen Ursprungs.

Der kristallinische blaue Dolomit vom Faulenberg ist ein Gestein mit reichlichen Einschwemmungen. Im Aussehen und petrographischen Charakter gleichen Handstücke auffällig solchen vom Anoplophorasandstein in der tonigen, blaugrauen Varietät vom Faulenberg. In der anisomeren Grundmasse sind nicht zwillinggestreifte Dolomitrhomboeder eingeschlossen. Knocheneinschlüsse sind auch hier wieder häufig, ebenso wie allothigene Mineralbruchstücke.

### Betrachtung der Tabellen und Schlußfolgerungen.

Die aufgefundenen allothigenen und authigenen Mineralien und ihre relative Menge in den untersuchten Gesteinen tabellarisch zu verzeichnen, unternahm ich deshalb, weil ich glaubte, daß nur so eine Übersicht über die vielen kleinen Resultate gegeben werden könnte und daß sich eventuell beim Studium dieser Tabellen noch neue Schlußfolgerungen machen ließen. Solche Beobachtungen, die ich teilweise schon früher erwähnt habe, sind folgende:

1. Das Vorkommen von authigenen Quarz- und Feldspatkristallen ist an kristallinische Muschelbänke mit anisomerer Grundmasse gebunden. Die Häufigkeit dieser neugebildeten Kristalle hängt mit der Durchkristallisation des Gesteins zusammen.

2. Das Vorkommen von klastischen Einschwemmungen läßt in groben Zügen schließen auf die jeweilige Tiefe des Triasmeeres von der Basis des Wellenkalkes bis zur Basis des Gipskeupers. Die Größe der Bruchstücke gibt einen Anhaltspunkt, in welcher Entfernung man etwa die Küsten des Meeres zu suchen hat.

Ich möchte noch bemerken, daß meine Beobachtungen mit solchen, welche sich aus paläontologischen Tatsachen ergeben, im wesentlichen übereinstimmen. Verfolgen wir in den Tabellen die Schichtenfolge der untersuchten Gesteine von der Basis des Wellenkalkes nach oben, so finden wir zunächst im Wellendolomit und in

den Pseudokonglomeratbänken zahlreiche Einschwemmungen, welche wie das Vorkommen von *Lingula* und *Estheria* im Wellendolomit auf seichtes Meer hindeuten. Allmählich nehmen die allothigenen Mineralien immer mehr ab und werden in der Region der Brachiopodenbänke, also im mittleren Wellenkalk, recht selten. Auch die Fauna weist auf tiefes Meer hin. Das Zurückweichen des Meeres macht sich vom oberen Schaumkalk an auffallend bemerkbar. Für den Schaumkalk habe ich bereits früher die verschiedenen Gründe, welche für Flachseebildung sprechen, angeführt. Nach dem Absatz des oberen Schaumkalkes verschwindet auch die Fauna bis auf die *Myophoria orbicularis*, welche in dem seichten, vielleicht auch bereits stark salzhaltigen Meere noch immer günstige Lebensbedingungen fand. In der Anhydritgruppe fehlt eine Fauna vollständig. Die leichtlöslichen Salze scheiden sich aus dem eingedampften Meere aus und die klastischen Sedimente, welche Anhydrit und Steinsalz einschließen, sind reich an allothigenen Mineralien. Neue Meerestransgressionen leiten die Periode des unteren Hauptmuschelkalkes ein und allmählich bürgert sich wieder eine Fauna ein. Die allothigenen Mineralien werden in den Kalken des unteren Hauptmuschelkalkes wieder seltener, um schließlich im mittleren und oberen Hauptmuschelkalk in geringster jemals beobachteter Menge aufzutreten. In dem tiefen Meere dieser Epoche konnten Ceratiten die ihnen zusagenden Existenzbedingungen finden und sich weiter entwickeln. Nach Ablagerung der Semipartitusschichten (in Mitteldeutschland schon nach Ablagerung der Cycloidesbank) ist ein Zurückweichen des Meeres nach Südwesten zu beobachten. Klastische Elemente finden sich zum erstenmal wieder unvermittelt in großer Menge im Trigonoduskalk und dann im Bairdienkalk. Während der Zeit der unteren Lettenkohle finden noch einige kleine Meerestransgressionen statt, aber schließlich gewinnt die Brackwasserfacies die Oberhand. *Lingula* und *Estheria* treten in Massen auf, Brackwassermuscheln, wie die Anoplophoraarten sind teilweise außerordentlich häufig. Zur Zeit der mittleren Lettenkohle lagen schon möglicherweise einzelne Gebiete unseres Triasterritoriums trocken, die Terrainverschiedenheiten wurden, wie aus den Angaben verschiedener Autoren hervorgeht, durch mächtige Sandeinschwemmungen ausgeebnet. Mit einer letzten Meerestransgression und ihrem Absatz, dem Grenzdolomit, schließt die Lettenkohle ab.

---

### III. Teil.

## Übersicht der Schichtenfolge und Mineraltabellen.

### Schichtenfolge.

Zum Zwecke der Kartierung hat J. BECKENKAMP die Schichtenfolge in nachstehender Weise gruppiert. Die rechts stehenden Zahlen sind die von SANDBERGER gemessenen, die in Klammern stehenden Zahlen ergeben sich aus den Höhenbestimmungen von BECKENKAMP.

#### IV. Lettenkohle. 1 39,31

##### 3. Obere Lettenkohle, 1o 9,64

Grenzdolomit 1o $\beta$ . . . . .	1,50
Bunte Schiefertone, 1o $\alpha$ . . . . .	8,14

##### 2. Mittlere Lettenkohle, 1m 18,91

Hauptsandstein 1m $\beta$ 14,87	{	schiefriger Sandstein, diagonal geschichtet . . . . .	1,00
		feinkörniger Sandstein mit zwei Schiefertonglagen . . . . .	2,28
		schiefriger Sandstein . . . . .	0,29
		feinkörniger Sandstein . . . . .	3,70
		feinkörniger Sandstein, tiefster Teil ganz rot . . . . .	7,60
1m $\alpha$ 4,04	{	Drusendolomit . . . . .	0,03
		Cardiniensandstein . . . . .	4,00
		dolomitische Mergel . . . . .	0,01

##### 1. Untere Lettenkohle, 1u 10,76

Weißgraue Cardinienschiefer . . . . .	2,00
Schieferletten und blauer Dolomit . . . . .	7,64
Bairdienkalk . . . . .	1,12

#### III. Hauptmuschelkalk h 45,06 (95)

##### 3. Oberer Hauptmuschelkalk ho 19,64 (40).

Ostracodenschiefer (Trigonoduskalk) . . . . .	2,03		
Wulstige Kalke mit <i>Ceratites semipartitus</i> sm . . . . .	2,50		
Schichten mit <i>Ceratites nodosus</i>	{	Harter Kalkstein . . . . .	4,00
		Kalke mit einzelnen Petrefakten-Bänken . . . . .	4,13
		Wulstige Kalke mit <i>Ceratites nodosus typus</i> . . . . .	3,00
		Schiefertone mit einzelnen Petrefakten-Bänken . . . . .	3,98

##### 2. Mittlerer Hauptmuschelkalk hm 12,03 (31).

###### hm $\beta$

Cycloides-Bank Cel . . . . .	0,27
Kalkbänke und Schiefertone mit <i>Pecten discites</i> und <i>Ceratites nodosus variet. compressus</i> . . . . .	5,07

###### hm $\alpha$

Obere Krinitenbank (En <sub>2</sub> ) mit <i>Spiriferina fragilis</i> . . . . .	0,30
Wulstige Kalke und Schiefertone mit <i>Pecten discites</i> und <i>Ceratites compressus</i> . . . . .	4,36
Bank mit Nautilus und Ostrea . . . . .	0,15
Wulstige Kalke mit <i>Pecten discites</i> und <i>Ceratites compressus</i> . . . . .	1,88

##### Unterer Hauptmuschelkalk hu 13,39 (24).

Feste Bank dB. . . . .	0,80
Bänke der <i>Myophoria vulgaris</i> über der unteren Krinitenbank . . . . .	3,95
Untere oder Hauptkrinitenbank En <sub>1</sub> . . . . .	0,50

Bänke der <i>Myophoria vulgaris</i> unter der Hauptkrintenbank . . . . .	1,30
Wulstige Kalke . . . . .	2,84
Gelbe Mergelkalke . . . . .	2,50
Gradschiefriger harter grauer Kalk mit Hornstein . . . . .	1,50

## II. Anhydritgruppe a h 12,17.

Weiß- und graugestreifte Mergel ohne Versteinerungen . . . . .	0,25
Blauer Kalk mit Styolithen . . . . .	0,45
Oberer Zellenkalk Z <sub>k2</sub> . . . . .	4,29
Glimmerige Mergelschiefer . . . . .	0,90
Unterer Zellenkalk Z <sub>k1</sub> . . . . .	3,43
Gelbgrauer dolomitischer Mergel . . . . .	2,85

## I. Wellenkalk w 96,13.

### 3. Oberer Wellenkalk wo 12,42.

Mergel mit <i>Myophoria orbicularis</i> . . . . .	6,01
Oberer Schaumkalk Sko . . . . .	0,89
Mergel . . . . .	4,00
Unterer Schaumkalk Sku . . . . .	1,52

### 2. Mittlerer Wellenkalk wm 59,68

w m β

Wellenkalk mit wenig Versteinerungen . . . . .	7,08
Spiriferinenbank . . . . .	0,39
Wellenkalk mit wenig Versteinerungen . . . . .	15,72
Blauer Kalk mit <i>Anomia filicosta</i> . . . . .	0,03
Wellenkalk . . . . .	0,90

w m α

Terebratulabank . . . . .	0,56
Wellenkalk mit wenig Versteinerungen . . . . .	35,00

### 1. Unterer Wellenkalk wu 24,03.

Dentalienbank . . . . .	0,06
Wellenkalk mit wenig Versteinerungen . . . . .	16,97
Wellendolomit . . . . .	7,00

## Erklärungen zu den Mineraltabellen.

Es bedeutet: HR = Hauptanteil des Rückstandes, nach Auflösen des Gesteinspulvers in verdünnter Salzsäure. Dieser Hauptrückstand müßte bei der quantitativen Analyse noch berücksichtigt werden.

hh = sehr häufig; h = häufig; n.s. = nicht selten; s = selten; ss = sehr selten.

O = Orthoklas; P = Plagioklas; R = Rutil; A = Anatas;

B = Brookit; Pyrit in Br. = Durch Verwitterung aus Pyrit entstandenes Brauneisen.

Nr. 8, 13, 22 sind THÜRACH'sche Präparate der Würzburger Universitätsammlung, nach welchen SANDBERGER vier Arten von Foraminiferen bestimmte.

**Wellenkalk 96,13 m.**  
**a) Unterer Wellenkalk 24,03 m.**

Fortlaufende Nummer	Bezeichnung des Gesteins	Charakteristik	Cölestin	Quarz a) Bruchstücke	b) Kristalle	Glimmer (Muscovit)	Feldspat a) Bruchstücke	b) Kristalle	Sulfide und Eisenoxyde	Zirkon	Rutil, Anatas, Brookit	Turmalin	Sonstige Mineralien
1	Wellendolomit: 1) a) Bahnhof Erlabrunn	isomerer dolomitischer		hh		hh	O s			hh	R s	s	
2	b) Volkenberg	Ockerkalk		hh		h				h		s	
3	c) Greußenheim			hh		h				h		ss	
4	Konglomeratischer Wellendol.: Bahnhof Erlabrunn	Konglomeratischer gelber Mergel		hh		hh				s		ss	
5	Wellenkalk: Bahnhof Erlabrunn	isomerer Mergelkalk		n.s.		n.s.							
6	Pseudokonglomeratbank: a) Bahnhof Erlabrunn	anisomerer konglomeratischer		hh		hh	P n.s.		Pyrit n.s.	h	R ss	ss	Chlorit n.s.
7	b) Volkenberg	Kalk		hh		hh	Ph O h	s	Pyrit hh	hh		s	Chlorit Glaukon. s
8	c) Erlabrunn 2)			hh		hh	Ph 0 hh		Pyrit hh	h	A ss		
9	d) Greußenheim			hh		hh	Ph 0 hh	n.s.	Pyrit in Br	h	R s	n.s.	Glaukonit h
10	e) Gambach			hh	s		s		Pyrit HR				
11	Wellenkalk: Bahnhof Erlabrunn	isomerer Kalkmergel		h						s			
12	Dentalienbank: a) Bahnhof Erlabrunn	Lumachelle		hh		hh	hh	s	lokal Hämatit				
13	b) Erlabrunn			hh	n.s.	hh	hh	s	{ lok. Hämatit }	n.s.		s	Glaukonit s
14	c) Veitshöchheimer Straße		HR						{ Pyrit in Br }	n.s.			

1) Anatas und Brookit nach THÜRACH im Wellendolomit ss. 2) Anatas nach THÜRACH ss.

b) Mittlerer Wellenkalk 59,68 m.

Fortlaufende Nummer	Bezeichnung des Gesteins	Charakteristik	Cölestin	Quarz a) Bruchstücke	b) Kristalle	Glimmer (Muscovit)	Feldspat a) Bruchstücke	b) Kristalle	Sulfide und Eisenoxyde	Zirkon	Rutil, Anatas, Brookit	Turmalin	Sonstige Mineralien
15	Geradschiefrige Mergel: Ravensburg	isomerer Mergel		n.s.					Pyrit hh	ss			Augit s
16	Wellenkalk mit Cölestin: Veitshöchheimerstraße	isomerer Kalk mit Cölestin	HR										
17	I. (?) Terebratelbank: Ravensburg	Lumachelle		n.s.		n.s.				ss	R ss	ss	
18	II. Terebratelbank: a) Ravensburg		HR	n.s.	hh			n.s.					
19	b) Ravensburg-West			hh		h	n.s.	n.s.	Pyrit hh	n.s.	R ss A ss	ss	
20	c) Oberleinacherstraße			n.s.	h			n.s.		ss			
21	Spiriferinenbank: <sup>1)</sup> a) Oberleinacherstraße	Lumachelle		n.s.						s			
22	b) Erlabrunn			hh		hh	0 hh P hh	O s	{ Pyrit hh } { Zinkbl. h }	s			Glaukonit h
23	c) Ravensburg		HR		h				Pyrit h				

c) Oberer Wellenkalk 12,42 m.

	Untere Schaumkalkbank:												
24	a) Veitshöchheim	Teilweise ausgelaugter			hh			s	Pyrit in Br	ss			
25	b) Pfaffenberg	oolithischer Kalk	h		hh								
26	c) Volkenberg		HR		hh								
27	d) Steinberg		HR		hh								

Der Wellenkalk und seine verschiedenen Bänke enthalten bei Würzburg nach THÜRACH: Zirkon h, Rutil s, Turmalin s, Granat s.

<sup>1)</sup> Anatas nach THÜRACH ss.

Fortlaufende Nummer	Bezeichnung des Gesteins	Charakteristik	Cölestin	Quarz a) Bruchstücke	b) Kristalle	Glimmer (Muscovit)	Feldspat a) Bruchstücke	b) Kristalle	Sulfide und Eisenoxyde	Zirkon	Rutil, Anatas, Brookit	Turmalin	Sonstige Mineralien
28	Wellenkalk: Steinberg	isomerer Mergelkalk		n.s.		n.s.			Pyrit hh				
29	Mittlerer Schaumkalk: 1. a) Steinberg	Oolithischer Kalk	HR		hh								
30	b) Pfaffenberg	" "	lokal hh	hh	hh	h	h		Pyrit in Br	n.s.	R ss	ss	Glaukonit lokal hh
31	2. a) Steinberg	Kristallinischer Kalk	HR	hh	hh		n.s.	s	Pyrit n.s.	h	A h	ss	Glaukonit s Augit s Staurolith ss
32	b) Ravensburg-Ost	" "	HR										
33	Oberer Schaumkalk: <sup>1)</sup> Pfaffenberg	durch Auslaug. zellig	hh	h	s			s		hh	R h A ss	h	
34	Orbicularismergel: <sup>2)</sup> a) Steinberg	isomerer dichter	h										Augit h
35	b) Steinberg	Mergel	HR						Pyrit n.s.				
36	c) Steinbachstal												
37	d) Ravensburg												
38	e) Teilweise kristallinisches Bänkchen am Steinberg	anisomerer krist. Kalk	HR	hh	ss	h	h	n.s.	Pyrit h	hh	R ss B ss	ss	Augit hh Staurolith h
39	f) Kalkbank von Karlstadt	Lumachelle	hh	hh	hh	hh	h	O hh	Eisenglimm. h	h	R ss	ss	Glaukonit ss

Im Schaumkalk von Erlabrunn reichlich Cölestin, Zirkon s, Rutil s, Turmalin ss, Granat ss, Bergkristalle hh, in einer von fünf Gesteinsproben Anatas hh.

<sup>1)</sup> SANDBERGERS Sackbank.

<sup>2)</sup> Nach THÜRACH in geschlämmtem Schutt: Anatas ss.

### Anhydritgruppe 12,17 m.

Fortlaufende Nummer	Bezeichnung des Gesteins	Charakteristik	Baryt	Quarz a) Bruchstücke b) Kristalle	Glimmer (Muscovit)	Feldspat a) Bruchstücke b) Kristalle	Sulfide und Eisenoxyde	Zirkon	Rutil, Anatas, Brookit	Turmalin	Sonstige Mineralien
40	Gelbgrauer dolomitischer Mergel: Steinberg	isomerer Mergel	hh	hh	h			n.s.		ss	Augit s
41	Blauer Mergelkalk: Veitshöchheim	isomerer Mergelkalk		n.s.		n.s.					
42	Unterer Zellenkalk: Veitshöchheim	zelliger Kalk	h	h			Zinkblend.HR	ss			
43	Zellenkalk: Thalberg	„ „		hh	h	s		h			
44	Gipsmergel: Schönarts	Gipshaltiger Ton mit Karbonaten	Gips HR	hh	hh	hh	Eisenglimmer	s		ss	Staurolith s
45	Glimmeriger Mergel: Schönarts	isomerer dolo- mitischer Mergel		HR	hh	Oh Ph	Pyrit h	hh	R h A s	s	Unbestimmte Mineralien
46	Oberer Zellenkalk: <sup>1)</sup> a) Lokomotivschuppen Bahnhof Würzburg	Verkittete Kalk- breccie		HR	s	hh	Pyrit teils in Br	hh	R s	s	
47	b) Neubergstraße			HR	s	hh	Pyrit teils in Hämatit	hh			Augit ss
48	Stylolithenkalk: a) Lerchenberg-Süd	isomerer blauer Kalk		hh	h	hh	Pyrit teils in Br	n.s.			Zinnstein
49	b) Lerchenberg-West			h	n.s.	n.s.		ss			

<sup>1)</sup> Nach THÜRACH im Zellendolomit der Anhydritgruppe: Anatas ss, Bergkristalle hh.

## Hauptmuschelkalk 45,06 m (95 m).

## a) Unterer Hauptmuschelkalk 13,39 m (24 m)

Fortlaufende Nummer	Bezeichnung des Gesteins	Charakteristik	Baryt	Quarz a) Bruchstücke	b) Kristalle	Glimmer (Muscovit)	Feldspat a) Bruchstücke	b) Kristalle	Sulfide und Eisenoxyde	Zirkon	Rutil, Anatas, Brookit	Turmalin	Sonstige Mineralien
50	Geradschiefriger Kalk: Lerchenberg-Süd	isomerer Kalkschiefer		hh		n.s.							
51	Hornsteinbänke: a) Veitshöchheim	anisomerer	h	hh	hh		0 hh P hh	hh	Pyrit in Br	h			Chalcedon HR
52	b) Schönarts	oolithischer Kalk		hh	ss		hh	h	Zinkblende HR	s			Chalcedon HR
53	Wulstige Kalke: Lerchenberg	schwach krist. Kalk		s		h	0 hh P hh	hh	Pyrit in Br	h			Hornstein hh
54	Terebratelbank: Klingengraben	Lumachelle		h	hh			hh	Pyrit teils in Br				
55	Bank mit <i>Tereb. vulgaris</i> und <i>Monotis Albertii</i> :												
56	a) Frauenland	schwach krist. Lum.	hh	h	s			s	Pyrit n.s.	s			
56	b) Frauenland	stark krist. Lumach.		n.s.	hh			hh	Pyrit n.s. teils in Br	s			
57	Mergelschiefer: Frauenland	isomerer Mergel		n.s.									
58	Myophorienschichten: <sup>1)</sup>												
58	a) Lerchenberg	Lumachelle		h	ss	hh	h	h	Pyrit in Br				
59	b) Römerbrücke		hh			s	h	hh		h			
60	Mergelschiefer: Kürnachberg	isomerer Mergel		h					Pyrit in Br				

<sup>1)</sup> Nach THÜRACH in den Schiefertönen dieser Region: Anatas s.

Fortlaufende Nummer	Bezeichnung des Gesteins	Charakteristik	Baryt	Quarz a) Bruchstücke	b) Kristalle	Glimmer (Muscovit)	Feldspat a) Bruchstücke	h) Kristalle	Sulfide und Eisenoxyde	Zirkon	Rutil, Anatas, Brookit	Turmalin	Sonstige Mineralien
61	Mergelschiefer: Höchberg	isomerer Mergel		s									
	Encrinitenbank: <sup>1)</sup> a) Höchberg		lok. An- hydrit	n.s.	HR			hh	Pyrit teils in Br	n.s.	A n.s.	s	Glaukonit ss
62	1. Gesteinsproben des krist. Teiles			n.s.				h		n.s.			
63	2. Gesteinsproben des un- teren dichten Teiles												
64	b) Kürnachberg		hh		HR			s	Pyrit in Br				
65	c) Veitshöchheim	kristallin. Kalk	hh		HR			hh					
66	d) Lerchenberg				HR			hh	Pyrit in Br	s	A ss		
67	Mergelschiefer: Höchberg	isomerer Mergel		h					Pyrit in Br				
68	Krist. Bank (dicke Bank?): Höchberg	kristallin. Kalk			HR			n.s.	Pyrit teils in Br	s			
69	Dicke Bank: Dürrbachtal			n.s.	hh				Pyrit teils in Br				
<b>b) Mittlerer Hauptmuschelkalk 12,03 m (31 m)</b>													
70	Wulstige Kalke: Höchberg	isomerer blauer Kalk		h	ss				Pyrit in Br				
71	Spiriferinenbank: Höchberg	lokal kristallin. Kalk			HR			hh	Pyrit teils i. Br	h	R ss		

<sup>1)</sup> Nach THÜRACH in der unteren Encrinitenbank von Zell: A h, Zirkon h, R s, Turmalin s, Bergkristalle hh, in der unteren Encrinitenbank von Veitshöchheim: A s, Bergkristalle hh.

Fortlaufende Nummer	Bezeichnung des Gesteins	Charakteristik	Baryt	Quarz a) Bruchstücke	b) Kristalle	Glimmer (Muscovit)	Feldspat a) Bruchstücke	b) Kristalle	Sulfide und Eisenoxyde	Zirkon	Rutil, Anatas, Brookit	Turmalin	Sonstige Mineralien
72	Discitesschichten: a) Roßberg	kristall. Kalk		hh	hh	s	h	hh	Pyrit teils i. Br	h	R ss		Glaukonit ss
73	b) Höchberg			h	hh		h	hh	Pyrit teils i. Br	n.s.	R ss A ss		
74	c) Reichenberg	teilweise krist. Kalk		n.s.		ss		hh	Pyrit teils i. Br	s	R s A ss	s	
75	Mergelschiefer: Roßberg	isomerer Mergel		h						ss			
76	Kristallinische Kalkbank: Hexenbruch	krist. Kalk	hh	h	hh			h	Pyrit teils i. Br				
77	Mergelschiefer: Gerbrunn	isomerer Mergel		n.s.					Pyrit teils i. Br				
78	Cycloidesbank: a) Gerbrunn	schwach krist.	h	n.s.	s				Pyrit hh	ss			
79	b) Edelmannswald	Terebratelbank		hh					Pyrit in Br				
80	c) Thalberg			hh	s				Pyrit in Br	s			
<b>c) Oberer Hauptmuschelkalk 19,64 m (40 m)</b>													
81	Nodosuskalk: a) Steinberg	isomerer blauer		s					Pyrit in Br				
82	b) Gerbrunn	Kalk		n.s.		n.s.	h	lokalhh	Pyrit teils i. Br	h	R s A ss	ss	
83	Semipartitusschichten: a) Rottendorf	Teils krist. Kalk		h	n.s.		s	n.s.	Pyrit teils i. Br	ss			Hornstein HR
84	b) Rosenmühle			n.s.	h			n.s.	Pyrit teils i. Br				Hornstein hh
85	1. Teils krist. Kalk								Kupferk HR				
	2. Dichtes Gestein m. Drus.		hh						Eisenglim. h				

Fortlaufende Nummer	Bezeichnung des Gesteins	Charakteristik	Baryt	Quarz a) Bruchstücke	b) Kristalle	Glimmer (Muscovit)	Feldspat a) Bruchstücke	b) Kristalle	Sulfide und Eisenoxyde	Zirkon	Rutil, Anatas, Brookit	Turmalin	Sonstige Mineralien
	Trigonoduskalk: <sup>1)</sup>												
86	a) Randersacker 1. typischer stark krist. Kalk		lok. HR	HR	h	s				s			
87	2. oberer schwach krist. Kalk		hh	hh		s			Kupferkies HR Zinkblende HR				
88	b) Marsberg		hh	HR	hh	h	s	h	Pyrit s	s	lokal A n. s.	ss	
89	c) Heidingsfeld	stark krist. Kalk		HR	h	h	h	n. s.	Eisenglimmer	s		ss	
90	d) Zeubelried		HR	hh	hh	n. s.		s	Pyrit teils i. Br Eisenglanz	s			
91	e) Gerbrunn (oberer Teil)	schwach krist. Kalk	hh	h	n. s.	s		n. s.	Pyrit s	s		ss	
	Ostrakodenmergel:												
92	a) Rosenmühle-Südost	Leicht zerfallender toniger Mergel		s					Pyrit teils i. Br				
93	b) Rosenmühle-Nord			s					Pyrit teils i. Br				

### Lettenkohle 39,31 m.

#### a) Untere Lettenkohle 10,76 m

	Anoplophorakalk (Bairdienkalk):	dunkelgrauer											
94	a) Randersacker	schwach krist. Kalk	lok. hh	h	h			n. s.	Pyrit teils i. Br	n. s.	A s		
95	b) Thalberg		h	h	s				Pyrit hh	n. s.			
	Bairdienkalk: <sup>2)</sup>												
96	a) Thalberg	krist. Glaukonit und sandführender Kalk		HR		hh	n. s.		Pyrit teils i. Br	s	R ss	s	Glaukonit HR größtenteils weg- geschlämmt
97	b) Gerbrunn			HR	ss	h	s		Pyrit teils i. Br				
98	c) Rotkreuzhof			hh		h	h	hh	Pyrit teils i. Br	hh	R s		

<sup>1)</sup> Nach THÜRACH in Trigonoduskalk von den Heuchelhöfen bei Heidingsfeld weit Würzburg: Zirkon h, klein; Rutil s, Turmalin s, Staurolith s; Bergkristalle hh und in einer von vier untersuchten Gesteinsproben: Anatas hh. In Kalkstein mit *Myophoria pes anseris* von Gerbrunn nach THÜRACH: Anatas ss. Die von THÜRACH untersuchten Gesteine des Muschelkalkes von Würzburg enthielten je nach der Menge eingeschwemmter Teilchen: Zirkon h bis hh, Rutil s bis h, Granat s bis h, Turmalin s, Staurolith ss bis s, Kaliglimmer s bis h; Magnetit oft h.

<sup>2)</sup> Nach THÜRACH enthält Glaukonitkalk (= Bairdienkalk): A s, B ss, Zirkon hh, Rutil h, Turmalin h, Granat h, Picotit ss, Magnetit hh, Bergkristalle hh.

Fortlaufende Nummer	Bezeichnung des Gesteins	Charakteristik	Baryt	Quarz a) Bruchstücke b) Kristalle	Glimmer (Muscovit)	Feldspat a) Bruchstücke b) Kristalle	Sulfide und Eisenoxyde	Zirkon	Rutil, Anatas, Brookit	Turmalin	Sonstige Mineralien	
99 100	Graugrüne Schiefertone: a) Rotkreuzsteige b) Rotkreuzflur	isomerer Schiefer- ton		h s			Pyrit teils i. Br	ss				
101 102 103	Ockerkalk: a) Thalberg b) Reichenberg c) Rotkreuzflur	durch Verwitterung ockeriger, lokal kristallinischer Kalk		h h h		hh h		s				
104 105 106	Blauer Dolomit: 1) I. a) Rotkreuzflur b) Rotkreuzsteige II. Faulenberg 1)	blauer Kalk mit Brauneisen- ausscheidungen. krist. Dolomit	hh HR HR	hh n.s. hh		h s	h n.s.	Pyrit HR	h	R ss A ss		
107 108	Weißgraue Anoplophoraschiefer: a) Steinberg b) Krainberg	isomere Tonschiefer						ss				
<b>b) Mittlere Lettenkohle 18,91 m</b>												
109	Ockerkalk: Krainberg	dichter Ockerkalk		h		h	ss		ss	R ss	s	
110	Anoplophorasandstein: 2) I. a) Krainberg-Süd	gelber Tonschiefer		h		hh		Magnetit s	h	R s A ss		
111	II. b) Krainberg-Straße	gelbbrauner Wurzel- sandstein		größtenteils abgeschlämmt				Magnetit h	hh	R h A n.s.	hh	Apatit hh
112	c) Faulenberg							Magnetit h	hh	R h A h	h	Apatit hh
113	III. d) Faulenberg	sandiger blauer Schiefer-ton		HR		hh	Oh Ph	{ Pyrit h Hämatit Magnetit s	hh	R h A s	h	

1) Nach THÜRACH: Zirkon h, Rutil n.s., Turmalin n.s., Picotit s, Bergkristalle h, Anatas h in zwei von sechs untersuchten Gesteinsproben.

2) Anoplophorasandstein vom Roten Kreuz bei Würzburg enthält nach THÜRACH: Anatas s, Zirkon hh, Rutil h, Turmalin s, Granat h, Staurolith n.s., Magnetit hh, Picotit s, Kaliglimmer h.

Fortlaufende Nummer	Bezeichnung des Gesteins	Charakteristik	Baryt	Quarz a) Bruchstücke	b) Kristalle	Glimmer (Muscovit)	Feldspat a) Bruchstücke	b) Kristalle	Sulfide und Eisenoxyde	Zirkon	Rutil, Anatas, Brookit	Turmalin	Sonstige Mineralien
114	Drusendolomit: a) Krainberg	dolomitischer Ocker- kalk mit Drusen		hh			s			s			{ Augit ss Glaukonit ss
115	b) Faulenberg			hh		h	s			hh	R s	n.s.	
116	Hauptsandstein: a) Faulenberg <sup>1)</sup> 1. violetter Sandstein	gelbbrauner Sand- stein							Magnetit s meist in Br	hh	R s A ss B ss	s	Apatit s
117	2. gelbbrauner Sandstein		größtenteils abgeschlümmt						Magnetit h	hh	R hh A n.s.	h	Apatit h
118	b) Reichenberg								Magnetit hh	n.s.	A hh R n.s.	n.s.	Apatit h Chlorit
119	c) Erlach								Magnetit h	hh	R h A s B ss	h	Apatit h
120	d) Höchberg								Magnetit h	hh	A hh R n.s.	n.s.	Apatit h
<b>c) Obere Lettenkohle 9,64 m</b>													
121	Pflanzenton: Faulenberg <sup>2)</sup>	kohlereicher Ton		h						n.s.			
122	Estherienbank: Faulenberg	isomerer blaugrauer		hh			s		Pyrit s	h			Glaukonit s
123	Steinmergel: Reichenberg	Dolomitmergel	h	h		h	s		Pyrit h	n.s.	R ss	ss	
124	Schieferton: Höchberg	sandiger Schieferton						größtenteils abgeschlümmt	Magnetit h	hh	R h A ss	n.s.	Apatit n.s.
125	Grenzdolomit: a) Faulenberg-West	poröser bis zelliger anisomerer dolomi- tischer Kalk	h	HR		hh				hh	R n.s. A s	s	
126	b) Wöllriederhof			hh	h	h				h	R s		

<sup>1)</sup> Nach THÜRACH: Anatas h, Brookit ss, Zirkon hh, Rutil h, Turmalin h, Granat h, Staurolith n.s., Picotit s, Apatit s, Magnetit hh, Kaliglimmer hh.

<sup>2)</sup> Nach THÜRACH: Anatas s, Brookit ss, Zirkon hh, Rutil h, Turmalin h, Granat n.s., Staurolith s, Picotit ss, Magnetit h, Kaliglimmer h.

## Literatur-Verzeichnis.

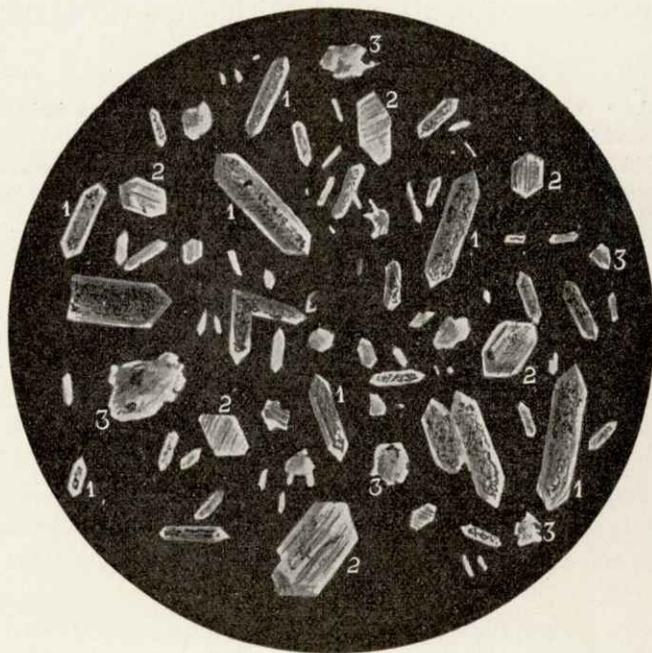
1. V. ALBERTI: 1. Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers. Stuttgart und Tübingen 1834. — 2. Halurgische Geologie. 2 Bände. Stuttgart und Tübingen 1854. — 3. Überblick über die Trias. Stuttgart 1864.
2. ANGER: Mikroskopische Studien über klastische Gesteine. Mineralogische Mitteilungen von Tschermak 1875.
3. BECKENKAMP J.: 1. Über die Geologischen Verhältnisse der Stadt und der nächsten Umgebung von Würzburg. — 2. Über die Bildung der Zellenkalke. Sitzungsberichte der Phys.-Med. Gesellschaft zu Würzburg 1907.
4. BENECKE E. W.: Über die Trias von Elsaß-Lothringen. Abh. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, Band I, Heft 4. Straßburg 1877.
5. BENECKE und COHEN: Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Straßburg 1881.
6. V. BIBRA, Über die chemischen Bestandteile einiger Kalkgesteine. Journal f. praktische Chemie. Band 90. Leipzig 1863.
7. BLANCKENHORN MAX: Die Trias am Nordrande der Eifel. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen. Band VI, Heft 2, Berlin 1885.
8. BORNEMANN J. G.: 1. Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalks, insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalks in Thüringen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt 1885. — 2. Über den Muschelkalk. Ebenda 1888.
9. CARTHAUS EMIL: Mitteilungen über die Triasformation im nördlichen Westfalen. Inaug.-Dissert. Würzburg 1886.
10. ECK HEINRICH: Rüdersdorf und Umgegend: Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen. Berlin 1872.
11. FOULLON H. B.: Über Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus. Sitzungsber. der K. K. Akad. d. Wissensch. Wien. Math.-naturw. Klasse, Band C, Heft I, Abt. I. 1891.
12. FRAAS EBERHARD: 1. Über die natürliche Stellung und Begrenzung der Lettenkohle in Württemberg. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Band 44, 1892. — 2. Die Bildung der germanischen Trias. Jahresh. des Vereins f. vaterländische Naturkunde in Württemberg. 1899.
13. FRANTZEN W.: Untersuchungen über die Gliederung des unteren Muschelkalks in einem Teile von Thüringen und Hessen und über die Natur der Oolithkörner in diesen Gebirgsschichten. Jahrb. d. geol. preuß. Landesanstalt 1887.
14. FRANTZEN W. und A. V. KORNEN: Die Gliederung des Wellenkalkes in Mittel- und nordwestlichem Deutschland. Jahrb. d. K. Preuß. geol. Landesanstalt 1888.
15. GÜMBEL WILH. VON: 1. Die geognostischen Verhältnisse des fränkischen Triasgebietes. Bavaria IV. Band, 1. Abt. Unterfranken und Aschaffenburg, 11. Buch, München 1866 (Separat-Abdruck 1865). — 2. Über die Natur und Bildungsweise des Glaukonits. Sitzungsberichte d. bayr. Akademie d. Wissensch. zu München 1886. — 3. Geologie von Bayern, II. Band: Geologische Beschreibung von Bayern. Cassel 1894.
16. HAUSHOFER H.: 1. Über die Zusammensetzung des Glaukonits. Journal f. prakt. Chemie. Band 97. Leipzig 1866. — 2. Mineralogische Mitteilungen. Ebenda Band 99. Leipzig 1866.
17. HENKEL L.: 1. Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalkes der Naumburger Gegend. Sonderabdruck aus dem Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. Berlin 1902. — 2. Beobachtungen über das Verhältnis des fränkischen unteren Muschelkalks zum thüringischen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1902. — 3. Studien im süddeutschen Muschelkalk. Ebenda 1904. 4. Der Wellenkalk im nördlichen Harzvorlande. Monatsberichte d. deutsch. geol. Gesellschaft. Nr. 10. Jahrgang 1905.
18. HILGER A.: Die chemische Zusammensetzung von Gesteinen der Würzburger Trias. Mitteil. aus d. pharm. Inst. Erlangen. 1. Heft. München 1889.
19. HILTERMANN AUGUST: Die Verwitterungsprodukte von Gesteinen der Triasformation Frankens. Mitteil. aus d. pharm. Inst. Erlangen. 1. Heft. München 1889.
20. HÖGBOM A. G.: Über Dolomitbildung und dolomitische Kalkmassen. Jahrb. f. Mineralogie. 1894 I.
21. HOFFMANN A.: Grundlinien zu einer Geschichte des fränkischen Keupergebirges. Würzburg 1835.
22. KLEMM GUSTAV: Mikroskopische Untersuchung über psammitische Gesteine. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1882.

23. KNOP A.: Über Kieselsäure-Abscheidungen und Oolithbildung. *Jahrb. f. Mineralogie* 1874.
24. LANG H. O.: Über Sedimentgesteine aus der Umgegend von Göttingen. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.* 33. Band. 1881.
25. LIEBETRAU EDMUND: Beiträge zur Kenntnis des Unteren Muschelkalks bei Jena. *Zeitschr. der deutsch. geol. Ges.* 41. Band, 1889.
26. LINK G.: Orthoklas aus dem Dolomit von Campolongo. *Neues Jahrb. f. Mineralogie* 1907 I.
27. LORY CH.: Sur la présence de cristaux microscopiques de minéraux du groupe de feldspaths, dans certaines calcaires jurassiques des Alpes. *Comptes Rendus* 103, 1886.
28. LUEDECKE KARL: Untersuchungen über Gesteine und Böden der Muschelkalkformation in der Gegend von Göttingen. *Inaug.-Dissert.* Leipzig 1892.
29. NEMINAR E. F.: Über die Entstehungsweise der Zellenkalke und verwandte Gebilde. *Tschermaks Mitteil.* 1875.
30. PFAFF F.: Einiges über Kalksteine und Dolomite. *Sitzungsber. d. Kgl. Bayr. Akademie der Wissenschaften in München* 1882.
31. PFAFF S.: Über die unlöslichen Bestandteile der Kalke und Dolomite. *Zeitschr. f. d. gesamten Naturwissensch.* 3. Folge. Band III. Berlin 1878.
32. PHILIPPI E.: *Kontinentale Trias. Lethaea geognostica.* II. Teil. 1. Heft. 1. Lief. 1903.
33. REIS OTTO: 1. Der mittlere und untere Muschelkalk im Bereich der Steinsalzbohrungen zwischen Burgbernhelm und Schweinfurt. *Geognostische Jahreshefte* 14. Jahrg. 1901. — 2. Über Styloolithen, Dutenmergel und Landschaftenkalk. *Ebenda* 15. Jahrg. 1902.
34. ROSE G.: Über die Kristallform des Albits von dem Roc-Tourné und von Bonhomme in Savoyen und des Albits im allgemeinen. *Poggendorffs Annalen* 125. Leipzig 1865.
35. ROSEBUSCH H.: *Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien.* Stuttgart 1892.
36. SANDBERGER FR. VON: 1. Beobachtungen in der Würzburger Trias. *Würzburger Naturwissensch. Zeitschrift* 1864. — 2. Die Gliederung der Würzburger Trias und ihrer Äquivalente. *Ebenda* 1866. — 3. Die Triasformation im mittleren Maingebiete. *Gemeinnützige Wochenschrift.* Würzburg 1882. — 4. Über Zirkon in geschichteten Felsarten. *Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges.* Band 35, 1883. — 5. Übersicht der Versteinerungen der Triasformation Unterfrankens. *Verh. d. phys. med. Ges. zu Würzburg.* N. F. 23. 1890. — 6. Geologische Skizze der Umgebung von Würzburg nebst einem idealen Profil. 1892. — 7. Die Lagerung des Muschelkalkes und der Lettenkohle an typischen Profilen erläutert. *Verh. d. phys. med. Gesellschaft zu Würzburg.* N. F. 26. 1893. — 8. Übersicht der Mineralien des Regierungsbezirks Unterfranken und Aschaffenburg. *Geognostische Jahreshefte* IV. Jahrg. Kassel 1892.
37. SCHILLBACH HANS: *Mikroskopische Untersuchung des Schaumkalks bei Jena.* *Inaug.-Dissert.* Jena 1890.
38. SCHMIDT E. E.: 1. Der Muschelkalk des östlichen Thüringens. *Jena* 1876. — 2. Das ostthüringische Röt. *Jahrb. der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt* 1881.
39. STEINRIEDE FRANZ: *Anleitung zur mineralogischen Bodenanalyse.* Leipzig 1889.
40. STETTNER H.: Ein Profil durch den Hauptmuschelkalk bei Vaihingen a. d. Ens. *Jahresh. d. Vereins für vaterl. Naturkunde in Württemberg.* 54. Jahrg. Stuttgart 1898.
41. THÜRACH HANS: Über das Vorkommen mikroskopischer Zirkon- und Titanmineralien in den Gesteinen. *Inaug.-Dissert.* *Verh. d. phys. med. Ges. zu Würzburg* 1884.
42. WAGNER RICHARD: Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalks bei Jena. *Abh. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt, N. F., Heft 27,* Berlin 1897.
43. WALTHER J.: *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft.* Jena 1893/94.
44. WÜLFING E. A.: Untersuchung des bunten Mergels der Keuperformation auf seine chemischen und mineralogischen Bestandteile. *Württembergische naturwissenschaftliche Jahreshefte* 1900.
45. ZELGER CARL: *Geognostische Wanderungen im Gebiete der Trias Frankens.* Würzburg 1867.
46. ZELLER FRIEDRICH: Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. *Stuttgart* 1907. *Inaug.-Dissert.* *Neues Jahrbuch f. Mineralogie Beilageband XXV.*
47. ZIRKEL: *Lehrbuch der Petrographie.* 3 Bände. Leipzig 1893—1894.

# Inhalts-Übersicht.

I. Teil:	Seite
Die in den Gesteinen des Muschelkalkes und der Lettenkohle bei Würzburg vorkommenden makroskopischen und mikroskopischen Mineralien . . . . .	2—18
A. Allothigene Mineralien . . . . .	2—5
Tiefenquarz . . . . .	3
Glimmer . . . . .	3
Feldspat . . . . .	3—4
Augit . . . . .	4
Staurolith . . . . .	4
Turmalin . . . . .	4
Zirkon . . . . .	4
Rutil . . . . .	5
Anatas . . . . .	5
Brookit . . . . .	5
Magnet Eisen . . . . .	5
Apatit . . . . .	5
Zweifelhafte allothigene Mineralien. . . . .	5
B. Authigene Mineralien . . . . .	5—16
Quarz . . . . .	6—8
Feldspat . . . . .	8—11
Glaukonit . . . . .	11—12
Anhydrit und Gips . . . . .	12
Cölestin und Baryt . . . . .	12—14
Aragonit . . . . .	14—15
Anatas . . . . .	15
Sulfide . . . . .	15—16
C. Ton, Brauneisen und Hämatit . . . . .	16
Über die Diagenese der untersuchten Muschelkalk- und Lettenkohlegesteine . . . . .	16—18
II. Teil:	
Die makroskopische und mikroskopische Struktur der untersuchten Muschelkalk- und Lettenkohlegesteine . . . . .	18—40
Sandsteine . . . . .	18—19
Tone . . . . .	19
Schiefertone . . . . .	19—20
Mergelschiefer . . . . .	20—21
1. Der Gipsmergel der Anhydritgruppe . . . . .	20—21
2. Dolomitischer glimmeriger Mergelschiefer aus der Gipsregion . . . . .	21
3. Dolomitischer Steinmergel der Lettenkohle . . . . .	21
Kalke . . . . .	21—40
Ockerkalke und Ockerdolomite (Wellendolomit) . . . . .	21—23
Drusendolomit . . . . .	23
Zellenkalke . . . . .	23—26
Grenzdolomit . . . . .	26
Kalkreiche Mergel des Wellenkalkes . . . . .	26
Dichter Kalk . . . . .	27
Kristallinische Kalke . . . . .	27
Pseudokonglomeratbänke . . . . .	27
Oolithische Kalke (Schaumkalke) . . . . .	31—33
Hornsteinbänke . . . . .	33—34
Kristallinische Bänke des Hauptmuschelkalks . . . . .	34—38
Bairdienkalk und blauer Dolomit . . . . .	38—40
Dolomite . . . . .	40
Betrachtung der Tabellen und Schlußfolgerungen . . . . .	40—41

	Seite
III. Teil: Übersicht der Schichtenfolge und Tabellen . . . . .	42—53
Schichtenfolge . . . . .	42—43
Tabellen . . . . .	44—53
Literatur-Verzeichnis . . . . .	54—55



Etwas idealisiertes Bild eines Schlämmrückstandes von kristallinem Kalk mit Quarz- und Feldspatkristallen.  
Etwa 100fache Vergrößerung.

1 Quarzkristalle, 2 Feldspatkristalle, 3 amorphe Kieselerde- und Tonpartikelchen.

## Tafel-Erklärung.

### Tafel I.

Figur 1. Pseudokonglomeratbank, Volkenberg. a) Dichte Grundmasse der Rollstücke mit hellem Calcitsaum. b) Schwachkristallinische Gesteinsgrundmasse mit Fossilresten. c) Starkkristallinische Gesteinsgrundmasse. Etwa 17fache Vergrößerung.

Figur 2. Pseudokonglomeratbank, Greußenheim. a) Dichte Grundmasse der Rollstücke. b) Kristallinische Gesteinsgrundmasse mit Fossilresten. Etwa 35fache Vergrößerung.

Figur 3. Spiriferinenbank, Ravensburg. Kristallinischer Kalk mit Fossilresten, welche a) durch Cölestin, b) durch Calcit ersetzt sind. Etwa 30fache Vergrößerung.

Figur 4. Oberer Zellenkalk, Neubergrstraße, Würzburg. Dichter Kalk mit sandigen Einschlüssen, welche zum großen Teil aus Quarz- und Feldspatbruchstücken bestehen. Etwa 50fache Vergrößerung.

Figur 5. Hornsteinbänke, Schönarts. Oolithisches Gestein. Die im polarisierten Licht bei gekreuzten Nicols dunkel erscheinende Chalcedonmasse dringt durch einen Kanal in das Innere der Oolithkörner. Etwa 50fache Vergrößerung.

**Tafel II.**

Figur 6. Oberer Schaumkalk, Steinberg bei Würzburg mit einem typischen Oolithkorn. Etwa 40fache Vergrößerung.

Figur 7. Unterer Schaumkalk, Volkenberg. Die ausgelaugten Oolithkörner sind teilweise mit Cölestin ausgefüllt. Etwa 30fache Vergrößerung.

Figur 8. Trigonoduskalk, Zenbelried. Barytkristalle in einer gelbbraunen tonigen Konkretion des kristallinen Kalkes. Etwa 35fache Vergrößerung.

Figur 9. Hornsteinbänke, Veitshöchheim. Chalcedonringe mit Interferenzkreuzen, Nicols gekreuzt. Etwa 50fache Vergrößerung.

---

Mit Ausnahme von Figur 1, 2 und 6 wurden alle Aufnahmen im polarisierten Licht bei gekreuzten Nicols gemacht.

Die Möglichkeit, mikrophotographische Aufnahmen eigenhändig herzustellen, verdanke ich meinem verstorbenen Freunde, Herrn stud. rer. nat. MAX SCHULTZE, Würzburg, welcher mir seinen mikrophotographischen Apparat in dankenswertester Weise zur Verfügung stellte.





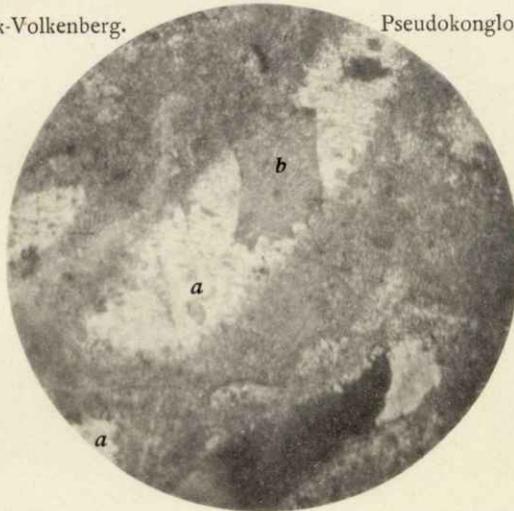
1.

Pseudokonglomeratbank-Volkenberg.



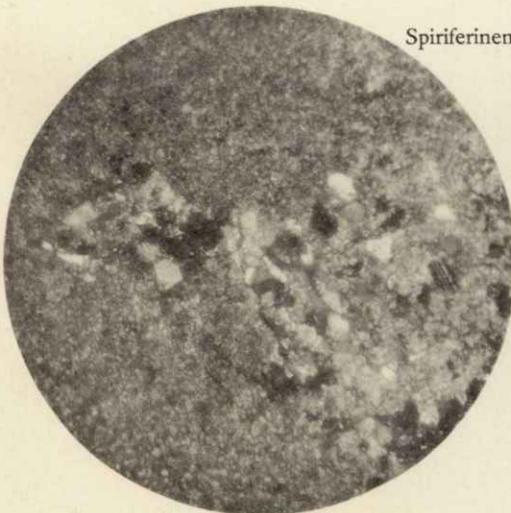
2.

Pseudokonglomeratbank-Greussenheim.



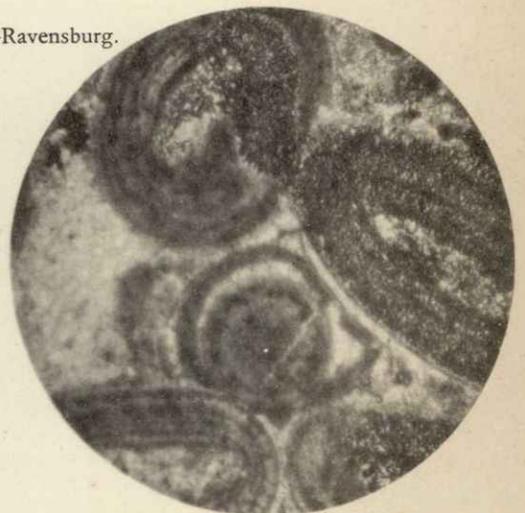
3.

Spiriferinenbank-Ravensburg.



4.

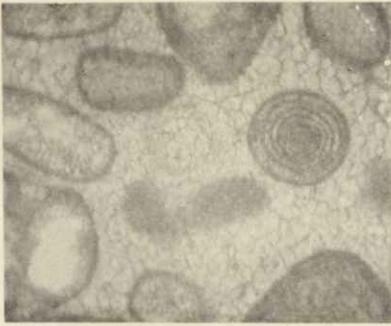
Oberer Zellenkalk-Neubergrasse.



5.

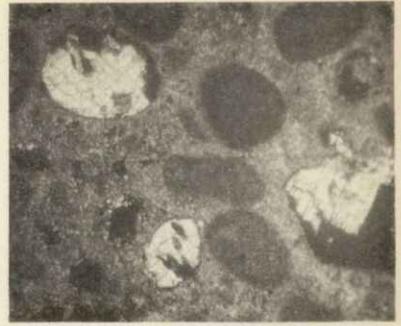
Hornsteinbänke-Schönarts.

Gesteine der Würzburger Gegend.  
Dünnschliffbilder.



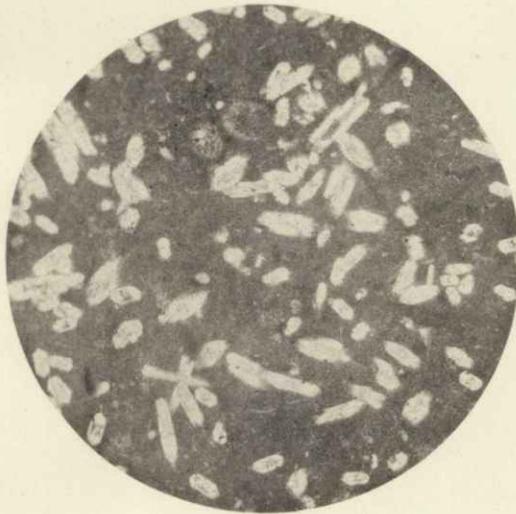
6.

Oberer Schaumkalk-Steinberg.



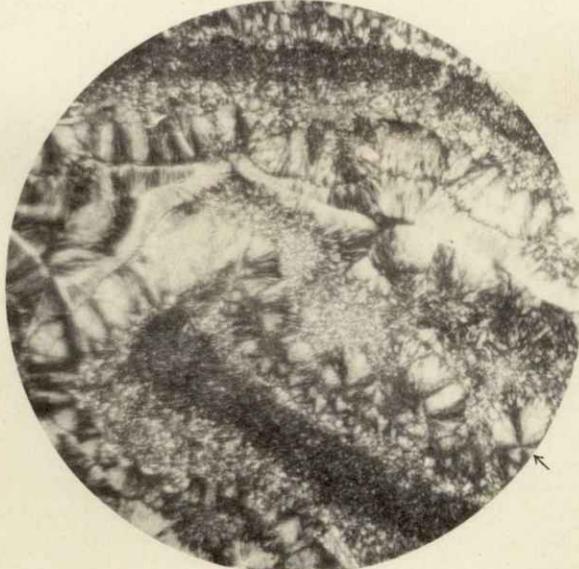
7.

Unterer Schaumkalk-Volkenberg.



8.

Trigonoduskalk-Zeubelried.



9.

Hornsteinbänke-Veitshöchheim.

Gesteine der Würzburger Gegend.

Dünnschliffbilder.

# Mineralogisch-petrographische Studien am Silberberg bei Bodenmais.

Von

Franz Münichsdorfer.

Mit fünf Textfiguren.

## Einleitung.

Das zweithöchste Gebirge Bayerns ist der Bayerische Wald, der südliche Teil des Grenzgebirges gegen Böhmen. Wie die Wellen eines steinernen Meeres tauchen die Berge hintereinander auf mit sanftansteigenden Hängen und flachgewölbten waldigen Kuppen, ein Gegenstück zu alpiner Majestät; überall breite Massen, gerundete Formen und ruhige Linien, unter deren Eintönigkeit die eigenartige ernste Schönheit der mannigfaltigen Einzelbilder im Gesamteindruck der Landschaft fast verschwindet.

Eine ähnliche Erscheinung finden wir bei Betrachtung der geologischen Verhältnisse. Das Ostbayerische Grenzgebirge mit dem Bayerischen Walde gilt als typisches Beispiel eines altkristallinen Schiefergebirges, im wesentlichen aufgebaut aus Gneis und Granit. Jedoch bei näherem Zusehen bietet auch diese Einförmigkeit der Waldgesteine genug Abwechslung: einmal durch die verschiedenartige Ausbildung, wie sie sich im Mineralbestand, in der Struktur und in der chemischen Zusammensetzung kundgibt, dann aber durch Unterschiede nicht minder erheblicher Art als Folge jener Bestrebungen, welche erst in neuerer Zeit aufgetreten sind und in einer Aufteilung der Gneise gipfeln. Wenn dieser Einfluß auf die Petrographie und Geologie des Bayerischen Waldes noch nicht so sehr in die Erscheinung tritt, so liegt dies daran, daß das Gebirge mit seiner ausgedehnten Bewachsung nur spärliche Aufschlüsse mit frischem, unverwittertem Gestein bietet, die allein daraufhin abzielende Untersuchungen zu begünstigen vermögen. Da sind ferner die häufigen Einlagerungen von körnigem Kalk, worin zuweilen jenes vielbesprochene *Eozoon canadense* gefunden wird; weiterhin die zahlreichen Pegmatitgänge, die zum Teil als Fundstätten sehr seltener Mineralien bekannt sind, wie der Hühnerkobel bei Zwiesel,<sup>1)</sup> der Hörleberg u. a. m.; da ist der Pfahl, jener merkwürdige Quarzgang, der in einer Länge von 150 km von Schwarzenfeld, nördlich von Regensburg, in fast gerader Linie bis nordöstlich von Passau verläuft und noch jenseits der Grenze, mit geänderter Richtung zwar, weithin sich verfolgen läßt; und da sind vor allem die im Gneis auftretenden Kieslager, welche am Silberberg bei Bodenmais am schönsten erschlossen sind.

<sup>1)</sup> Für Pegmatitmineralien ist der Hühnerkobel als Fundort auch dann zu verstehen, wenn sie in der Literatur als von Bodenmais stammend aufgeführt werden.

Etwa drei Stunden südwestlich von Bayerisch-Eisenstein, dem Grenzort der Waldbahn Deggendorf—Pilsen, liegt in einer Talweitung auf einer kleinen Anhöhe das Dorf Bodenmais. Als nördliche Begrenzung dieser Talmulde ragt steil der Arber empor, der höchste Berg des Bayerischen Waldes; als Abschluß im Südosten erhebt sich, weithin durch seine rote Färbung kenntlich, der Silberberg. Seit Jahrhunderten die Stätte regen Bergbaus auf Magnet- und Schwefelkies, erweckt der Silberberg noch erhöhtes Interesse durch den Reichtum an Mineralien, welche mit den Erzen vorkommen. Die Kieslagerstätte ist deshalb sehr häufig Gegenstand mineralogischer wie geologischer Untersuchungen geworden. Neuere Studien werden indes umso mehr Berechtigung haben, als der größte Teil — mit Ausnahme der grundlegenden Arbeiten WEINSCHENKS — sehr weit zurückliegt.

Unter den Mineralien erschien vor allem von Interesse der Magnetkies, das wichtigste Erz des Silberbergs, über dessen chemische Zusammensetzung man noch nicht zu einheitlicher Anschauung gelangt ist; dann der Kreittonit, das charakteristischste Mineral des Kieslagers, von dem eine einwandfreie Analyse in neuerer Zeit nicht bekannt ist; einer Untersuchung erschien unter den Erzen wert Magnetit und Zinkblende. Von anderen Mineralien wurde eine schwarzgrüne Hornblende aus der geognostischen Sammlung des Oberbergamtes, welche als Tremolit bezeichnet war, unter dem Mikroskop untersucht und ihre Benennung richtig gestellt.

Im Anschlusse an die Untersuchung dieser Mineralien mögen noch einige Bemerkungen über den Cordieritgneis, welcher die Erzeinlagerungen enthält und schon sehr eingehend untersucht ist, folgen, sowie zur Erweiterung der petrographischen Kenntnisse vom Silberberg die Beschreibung eines Hornblendegabbros, der vom Neubaustollen überfahren wurde.

Endlich wurde eine Zusammenstellung der Literatur über die Kieslagerstätte vom Silberberg beigelegt, um einen Überblick über das schon Veröffentlichte zu geben.

## I. Teil. Mineralien.

### A. Der Magnetkies.

#### a) Chemische Formel.

Die chemische Zusammensetzung des Magnetkieses wird in den Lehrbüchern der Mineralogie bald mit  $\text{Fe}_7\text{S}_8$ , bald mit  $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$ , bald wiederum mit  $\text{Fe}_8\text{S}_9$  oder auch mit  $\text{Fe}_5\text{S}_6$  angegeben. In den umfangreicheren Werken begegnet man schon der allgemeineren RAMMELSBURG'schen Formel  $\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$ ; hin und wieder jedoch findet sich die alte Anschauung, daß das Mineral trotz der Analysen wahrscheinlich doch Einfachschwefeleisen sei; recht selten sieht man auch das Vielfache dieser Formel  $\text{Fe}_n\text{S}_n$ . Und gleichsam um die vielerlei Meinungen über die chemische Zusammensetzung zu illustrieren, hat der Magnetkies im Laufe von anderthalb Jahrhunderten eine Reihe von Namen erhalten, die durchaus keine Varietäten bezeichnen.

Schon WALLERIUS<sup>1)</sup> führt das Mineral an als einen leberfarbenen Kies unter dem Namen *Pyrites aquosus*, Wasserkies, und erwähnt an anderer Stelle, daß es vornehmlich aus Eisen und Schwefel bestehe. Über das Mengenverhältnis dieser Hauptbestandteile erfahren wir durch CRONSTEDT<sup>2)</sup>, daß der Kies, der hier als *Pyrites colore rubescente*, Leberkies, bezeichnet wird, zu viel Eisen enthalte, als daß er mit Vor-

<sup>1)</sup> WALLERIUS: Mineralogia 1747. 209.

<sup>2)</sup> CRONSTEDT: Versuch einer Mineralogie oder Aufstellung eines Mineralreichs. 1758.

teil zur Schwefelgewinnung verwendet werden könnte. Wegen der starken magnetischen Eigenschaften schied WERNER<sup>1)</sup> in der Folge das Mineral vom gemeinen Pyrit als magnetischen Kies oder Magnetkies.

Erst 1804 unterwarf HATCHETT,<sup>2)</sup> der Entdecker des Tantals, einen Magnetkies vom Berge Moel Aelia (Wales) der quantitativen Analyse und fand 63,5% Eisen und 36,5% Schwefel, also beinahe so viel als die PROUST-BERZELIUS'sche Formel für das Einfachschwefeleisen erforderte. Als dann diese Analyse und zwar nicht mit Unrecht angefochten wurde, entspann sich ein lange währender Kampf nicht nur um die Zusammensetzung des Magnetkieses, sondern auch um die des meteorischen Eisensulfurs, in den die bedeutendsten Mineralogen und Chemiker hineingezogen wurden. Jede neue Analyse entfachte den Streit von neuem und vermehrte die Zahl der für den Magnetkies aufgestellten Formeln. Welche Bedeutung man der Sache beilegte, läßt sich daraus ersehen, daß STROMEYER zuletzt glaubte, die Zusammensetzung des Magnetkieses stehe mit der Lehre von den konstanten Proportionen im Widerspruch. Wenn es auch BERZELIUS bald gelang, die Richtigkeit seiner wie der von PROUST aufgestellten Formel  $\text{FeS}$  für das Einfachschwefeleisen außer alle Zweifel zu setzen, so wollten doch die Magnetkies-Analysen, so sehr sie auch unter sich voneinander abwichen, keinerlei Übereinstimmung damit zeigen. Ganz im Gegensatz zu jener ersten Analyse HATCHETTS hatten mit wenigen Ausnahmen alle Untersuchungen einen Überschuß an Schwefel ergeben, den zu erklären man sich alle erdenkliche Mühe gab. Seit STROMEYER, der in dem von ihm untersuchten Magnetkies von Barèges 24,4% Schwefelkies gefunden hatte, aber selbst bei guter Vergrößerung keinen solchen hatte erkennen können, zu der Annahme sich gezwungen sah, der Pyrit müsse in dem Magnetkies „chemisch aufgelöst“ sein,<sup>3)</sup> erklärte man den Pyrrhotin in der Folge als eine Verbindung verschiedener Schwefelungsstufen des Eisens in wechselndem Verhältnis der Komponenten. Damit war die Verschiedenartigkeit der Analysenergebnisse aufs beste entschuldigt, und um sie auch äußerlich nicht so deutlich hervortreten zu lassen, gab RAMMELSBURG dem Magnetkies die allgemeine Formel  $\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$  (54. 56). Allein nicht alle Mineralogen waren mit diesem Ausweg zufrieden, und wenn diese Minderheit auch nicht imstande war, ihre Anschauung, daß das Mineral Einfachschwefeleisen sei, durch eine große Zahl von Analysen zu stützen, so ist ihr allmählich doch gelungen, eine Reihe von Einwänden ihrer Gegner zu entkräften. Wesentlich trug dazu bei, daß sich die Ansichten über die Kristallform rascher klärten und die Zugehörigkeit zum hexagonalen System bald außer Zweifel gestellt war. Die Frage nach der chemischen Konstitution des Magnetkieses ist damit aber keineswegs gelöst und es mag daher gerechtfertigt erscheinen, von neuem Versuche darüber anzustellen, welche zur Erweiterung unserer Kenntnis des Minerals dienen können.

Der Silberberg bei Bodenmais im Bayerischen Wald wird schon von CRONSTEDT in seinem eingangs erwähnten Werk als Fundstätte des Magnetkieses aufgeführt.

Die sulfidischen Erze des Silberbergs — neben dem Magnetkies vorzugsweise Schwefelkies, aber auch Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende — liegen konkordant innerhalb des Cordieritgneises in Form unregelmäßiger Linsen, Schnüre, Nester,

<sup>1)</sup> WERNER: Bergm. Journ. 1789. 383.

<sup>2)</sup> HATCHETT: Phil. Trans. 1804. II. 315 und Journ. de Phys. 61. 463.

<sup>3)</sup> STROMEYER: Göttg. gel. Anz. 1814. S. 1472 und GILBERTS Ann. 1814. 48. S. 183 und 209.

ja eigentlicher Lager, ohne charakteristische Gangart. Primärer Bestandteil scheint der Magnetkies nur in den Hornblendegabbros (Bojiten nach E. WEINSCHENK) zu sein. Bemerkenswert ist, daß er unter den Mineralneubildungen niemals gefunden wird, so wenig selten auch der Pyrit als solche auftritt. (93.)

Der Magnetkies bricht hier nur in derben Massen, bald mehr oder weniger feinkörnig, bald großblättrig mit schaliger Absonderung nach der Basis, welche gerne mit Spaltbarkeit verwechselt wird, obwohl eine solche nur unvollkommen nach dem Prisma vorhanden ist. (101. 627.) Das Mineral ist außerordentlich oft analysiert worden und zwar mit sehr wechselnden Resultaten.

HEINRICH ROSE, (14) welcher den Magnetkies vom Silberberg zuerst untersuchte, fand, daß er etwas weniger Schwefel enthielt als die BERZELIUS'sche Formel  $\text{Fe}_7\text{S}_8$ <sup>1)</sup> verlangte; doch nahm er nicht Veranlassung, deswegen eine neue aufzustellen. Erst GRAF SCHAFFGOTSCH (19. 533) berechnete aus seinen Analysen eine für den Pyrrhotin ganz neue Formel  $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12} = 9\text{FeS} + \text{Fe}_2\text{S}_3$ , indem er behauptete, der Name Magnetkies gelte für drei verschiedene Mineralien, als deren Typen jene von Barèges ( $2\text{FeS} + \text{FeS}_2$  nach BERZELIUS), vom Harz ( $\text{FeS}_2 + 6\text{FeS}$  nach BERZELIUS) und vom Silberberg anzusehen seien. Wenn GRAF SCHAFFGOTSCH sich hiebei auch nur desselben Mittels bediente, das schon BERZELIUS angewandt hatte, nämlich auf Grund der Analysen allein Spezies aufzustellen, so erfuhr dies doch heftigen Widerspruch. HEINRICH ROSE (27.) suchte darzutun, daß der Magnetkies nur eine einzige Gattung ausmache, daß seine chemische Zusammensetzung durch die Formel  $5\text{FeS} + \text{Fe}_2\text{S}_3 = \text{Fe}_7\text{S}_8$  zu bezeichnen ist, und daß weder der Magnetkies von Barèges, dessen Formel nach BERZELIUS  $2\text{FeS} + \text{FeS}_2$  ist, noch der Magnetkies von Bodenmais, dem GRAF SCHAFFGOTSCH die Formel  $9\text{FeS} + \text{Fe}_2\text{S}_3 = \text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$  gibt, von dem übrigen Magnetkiese zu trennen sei. Noch schärfer trat GUSTAV ROSE (29) dem Grafen SCHAFFGOTSCH entgegen. Auch er verfocht die Formel  $\text{Fe}_7\text{S}_8$  als die wahrscheinlichste und verwarf die Zerteilung der Magnetkiese in drei Gattungen, da ja den kleinen Unterschieden in den Analysen keine Differenzen in den sonstigen Eigenschaften des Minerals entsprächen. Der geringere Gehalt an Schwefel des Bodenmaiser Magnetkieses sei damit zu erklären, daß zwischen den Flächen der schaligen Zusammensetzungstücke eine dünne Schicht von Eisenoxyd sich abgelagert habe. Für den Magnetkies von Barèges brachte er den Nachweis, daß der hohe Schwefelgehalt durch eine Beimengung von Schwefelkies sich erkläre und zeigte, daß auch Kristalle von Magnetkies einen Kern von Pyrit enthalten können. Weiterhin wendete sich G. ROSE gegen die Ansichten BREITHAUPTS,<sup>2)</sup> v. KOBELLS,<sup>3)</sup> FRANKENHEIMS<sup>4)</sup> und RAMMELBERGS,<sup>5)</sup> welche den Pyrrhotin als Einfachschwefeleisen ansahen, auf Grund der bloßen Isomorphie mit Einfachschwefelmetallen wie Greenockit (CdS), Arsennickel (NiAs), Antimonnickel (SbNi) und Millerit (NiS). Er führte verschiedene Beispiele dafür an, daß aus der Kristallform allein gar nicht auf die chemische Natur geschlossen werden könne; sonst müsse man die bisherige Fassung der Isomorphie aufgeben und alle Mineralien von ähnlicher Kristallform trotz verschiedener atomistischer Zusammensetzung als isomorph erklären, während doch gerade ein wesentliches Erfordernis

<sup>1)</sup> BERZELIUS: Schweigg. Journ. 1815. 15. S. 301 und 1818. 22. S. 290.

<sup>2)</sup> BREITHAUPT: Journ. pr. Ch. 1835. 4. S. 265. Pogg. Ann. 1840. 51. S. 515.

<sup>3)</sup> FR. v. KOBELL: Journ. pr. Chem. 1844. 33. S. 405.

<sup>4)</sup> FRANKENHEIM: Syst. Krist. 1842. 57.

<sup>5)</sup> RAMMELBERG: BERZELIUS' neues chem. Mineralsyst. 1847. 27.

der isomorphen Körper sei, daß sie eine analoge Zusammensetzung besäßen und sich gegenseitig zu ersetzen vermöchten, was jedoch bei dem Magnetkies nicht vorkomme. Auf einen weiteren Einwand G. ROSES, daß der Magnetkies nicht Einfachschwefeleisen sein könne, werde ich späterhin noch zurückkommen.

In der umfangreichen Arbeit RAMMELSBERGS über die Schwefelungsstufen des Eisens (48. 121. 360) findet sich unter den vom Autor ausgeführten Analysen auch eine vom Bodenmaiser Magnetkies, welche für die dort vertretene Meinung spricht, daß die wahrscheinlichste aller Magnetkiesformeln  $\text{Fe}_8\text{S}_9$  sei. NIKOLAUS HERZOG VON LEUCHTENBERG (33. 400), der das Mineral vom Silberberg ebenfalls untersuchte, erhielt so ungleichmäßige Resultate, daß sich damit die Formeln  $\text{Fe}_7\text{S}_8$  —  $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$  beweisen lassen würden. Diese schwankenden Analysenergebnisse eines Minerals von ein und demselben Fundorte mögen HABERMEHL (61. 83) veranlaßt haben, Untersuchungen anzustellen, ob denn der Magnetkies überhaupt ein homogenes Mineral sei, also eine chemische Verbindung oder eine isomorphe Mischung zweier verschiedener Schwefelungsstufen oder endlich ein mechanisches Gemenge. Wenn man den Magnetkies als chemische Verbindung auffasse, so müßte er als kristallisierter Körper eine konstante Zusammensetzung zeigen, und die in den Analysen gefundenen Unterschiede wären tatsächlich nicht vorhanden. Indes dürfte (nach HABERMEHL) die Richtigkeit von mehr als 70 Analysen<sup>1)</sup> doch kaum zu bezweifeln sein. Eine isomorphe Mischung sei deshalb nicht annehmbar, weil kristallographische Beziehungen zwischen den in der Natur vorkommenden Schwefelungsstufen des Eisens nicht erkennbar seien. „Wäre der Magnetkies endlich ein Gemenge verschiedener Schwefelungsstufen, so würden sich die Schwankungen in seiner Zusammensetzung auf sehr einfache Weise erklären.“ Indes sprächen wichtige Bedenken gegen diese Annahme. Einmal könne ein Gemenge niemals kristallisieren, was doch beim Magnetkies schon beobachtet worden sei. HABERMEHL schien nicht zu bedenken, daß, wenn nicht das Gemenge als solches, so doch einer seiner Bestandteile kristallisieren und hiebei den andern einschließen kann, wie das gewiß nicht selten vorkommt. Dieselben Bedingungen, welche Magnetkies entstehen ließen und nicht die sonst viel leichtere Bildung von Pyrit veranlaßten, konnten der Kristallisation des ersteren günstig sein, wobei eben der in geringer Menge vorhandene Schwefelkies in den Prozeß mit hineingezogen wurde. Dann, fährt HABERMEHL fort, müßte ein Gemenge von Einfachschwefeleisen mit Pyrit bei der Auflösung in verdünnter Salzsäure  $\text{FeS}_2$  zurücklassen, da letzteres von verdünnten Säuren nicht angegriffen werde, was man bei reinem Magnetkies, kristallisiertem und derbem, noch nie beobachtet habe. Dieser Einwand wurde schon von G. ROSE gemacht, der auf die Versuche von GRAF SCHAFFGOTSCH und PLATTNER<sup>2)</sup> hinwies und findet sich fast in jeder Arbeit über Magnetkies. Allein nach den Untersuchungen, die BROWN<sup>3)</sup> über die Löslichkeit des Pyrits wie des Markasits anstellte, ist  $\text{FeS}_2$  durchaus nicht unlöslich in Salzsäure, ja bei gewöhnlicher Temperatur löst es sich in verdünnter Säure mehr (1,89%) als in konzentrierter (1,51%). Dasselbe gilt für  $\text{Fe}_2\text{S}_3$ , das sich bei Behandlung mit Salzsäure in  $\text{FeS}$  und  $\text{FeS}_2$  zersetzt. Zum

<sup>1)</sup> HABERMEHL spricht von 70 Analysen, obwohl LINDSTRÖM, dessen Zusammenstellung von Analysen er übernommen hat (Öfversigt Vet. Akad. För. Stockholm 1875, Nr. 2), nur 30 als einwandfrei gelten läßt.

<sup>2)</sup> PLATTNER: Pogg. Ann. 1839. 47. 370.

<sup>3)</sup> BROWN: Proceed. of the phil. Soc. Philadelphia. 1894. vol. 33. S. 237.

Schlusse glaubte HABERMEHL die wahre Zusammensetzung des Minerals finden zu können, wenn er die verschiedenen unter Zuhilfenahme eines Magneten erhaltenen Schlammprodukte analysiert. Aus übereinstimmenden Resultaten ginge mit Notwendigkeit hervor, daß der Magnetkies ein homogener Mineralkörper, ein Individuum sei. Die Untersuchung des Minerals vom Silberberg ergibt denn auch dieselbe Zusammensetzung für die einzelnen Schlammprodukte wie für das ursprüngliche Material, nämlich  $\text{Fe}_7\text{S}_8$ ; jedoch scheint mir, daß hieraus noch nicht der Schluß gezogen werden dürfe, der Magnetkies von Bodenmais habe eine konstante Zusammensetzung und der höhere Schwefelgehalt sei nicht auf eine mechanische Beimengung von  $\text{FeS}_2$  zurückzuführen. Man nehme nur eine äußerst feine gleichmäßige Verteilung an! In einigen der von mir untersuchten Dünnschliffe<sup>1)</sup> sind mit starker Vergrößerung, am besten mit gekreuzten Nikols unter dem Mikroskop Erzkörnchen zu sehen, welche reichlich sagenitartige Aggregate von Rutilnadeln enthalten. Würde man solche Erzkörnchen, die in Wirklichkeit nicht größer sind als die Stäubchen des aufs feinste pulverisierten Analysenmaterials mit dem Magneten behandeln, ebenso wie HABERMEHL mit dem Magnetkies verfuhr, so würden sie zusammen mit ihren Rutileinschlüssen ausgezogen, und die magnetischen Schlammprodukte wie das ursprüngliche Material ergäben dieselbe Zusammensetzung. Dieses Erz hätte somit auf Grund der Analysenresultate eine homogene Ausbildung, wäre nach HABERMEHL ein Individuum, dessen Titangehalt nicht auf fremde Beimengung zurückgeführt werden könne. Bei gleichmäßiger, sehr feiner Verteilung des beigemengten Minerals erweist sich die Behandlung mit dem Magneten als unzulänglich, als zu grob, da dieses Verfahren in der Grenze der mechanischen Zerkleinerung ein Ende findet. Dasselbe gilt für jeden Versuch einer Trennung mittels schwerer Flüssigkeiten, um so mehr, als dabei die Zerkleinerung nicht bis zur Staubfeinheit getrieben werden darf.

Nach HABERMEHL wurde der Magnetkies vom Silberberg noch von BODEWIG (66. 180) analysiert, welcher dieselbe Zusammensetzung fand wie GRAF SCHAFFGOTSCH,  $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$ , und zuletzt von THIEL (76. 5) mit dem gleichen Ergebnis.

Auch meine Analysen,<sup>2)</sup> die von sorgfältig ausgewähltem Material aus der Barbaragrube ausgeführt wurden, könnten zu Gunsten dieser Formel gedeutet werden. Der Magnetkies wurde für die Analyse in Königswasser gelöst; nach wiederholtem Eindampfen zur Trockne wurde von der Kieselsäure filtriert, das Eisen nach dem LUNGE-Verfahren<sup>3)</sup> gefällt mit Ammoniak und hierauf im Filtrat die Schwefelsäure mit  $\text{BaCl}_2$ . Die Niederschläge wurden hier wie bei den folgenden Analysen auf ihre Reinheit geprüft.

Die Mehrzahl der Analysen des Magnetkieses vom Silberberg zeigt eine Zusammensetzung entsprechend der Formel  $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$ , mit welcher zugleich die größte Annäherung an  $\text{FeS}$  erreicht wird. Ließe sich aus der Analyse allein der Schluß ziehen auf die chemische Zusammensetzung des Minerals, so läge also im Magnetkies eine Verbindung von zwei- und dreiwertigem Eisen mit Schwefel vor, wie er denn auch geradezu Ferro-Ferrisulfid genannt wird.<sup>4)</sup> Unmöglich scheint eine solche Verbindung nicht; ist doch erst im letzten Jahre eine ähnliche Sauerstoff-

<sup>1)</sup> Vgl. II. Teil. Gesteine.

<sup>2)</sup> Siehe Zusammenstellung der Magnetkiesanalysen vom Silberberg.

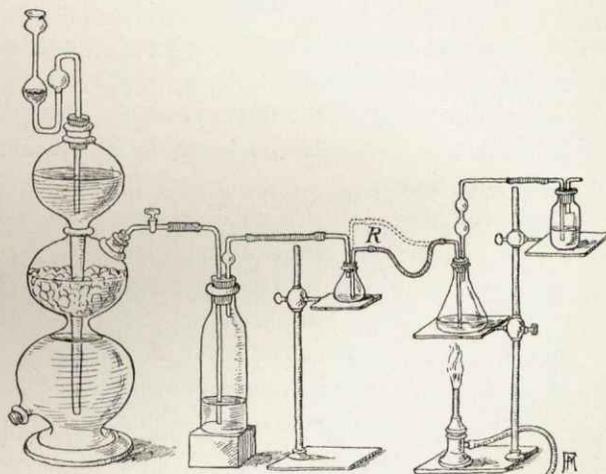
<sup>3)</sup> TREADWELL: Lehrb. d. anal. Chemie 1903. II. 244.

<sup>4)</sup> DAMMER: Handbuch d. anorg. Chemie III. S. 322.

verbindung dargestellt worden,  $\text{Fe}_6\text{O}_7$ , die Base des Lievrits  $(\text{Fe}_2\text{Ca}(\text{Fe}\cdot\text{OH})(\text{SiO}_4)_2)$ .<sup>1)</sup> Noch näher allerdings läge der Gedanke, im Magnetkies das dem Magneteisen entsprechende Sulfid zu haben.

Die chemische Konstitution des Pyrrhotins ließe sich demnach auf anderem Wege feststellen, wenn es gelänge, die Menge zwei- und dreiwertigen Eisens zu bestimmen. Löst man Magnetkies in Salzsäure, so erhält man eine farblose, durch Schwefelausscheidung getrübe Lösung von Ferrochlorid. Das beweist nicht, daß bloß zweiwertiges Eisen im Kies enthalten war, da ja etwa vorhandenes dreiwertiges Eisen vom freiwerdenden Schwefelwasserstoff reduziert würde. Fände man aber ein Mittel, diese reduzierende Wirkung des  $\text{SH}_2$  aufzuheben, sowie jede Oxydation auszuschließen, so müßte dreiwertiges Eisen neben zweiwertigem nachzuweisen, eventuell auch zu bestimmen sein.

Nachdem ausprobiert worden war, daß durch einen genügenden Zusatz von  $\text{HgCl}_2$  jede Entwicklung von  $\text{SH}_2$  hintangehalten wurde, stellte ich die Versuche in folgender Weise an.



Figur 1.

Zum Versuch einer Bestimmung zweiwertigen Eisens im Magnetkies.

Die Zersetzung des Magnetkieses mit  $\text{HCl}$  wurde im Kohlensäurestrom vorgenommen. An den Kipp'schen Apparat zur Entwicklung der Kohlensäure wurde eine Waschflasche mit alkalischer Bleilösung angeschlossen. Vor dem eigentlichen Zersetzungskolben wurde ein kleines, etwa 50 ccm fassendes Kölbchen mit starker Salzsäure (etwa 30 ccm) eingeschaltet. Der Zersetzungskolben selbst, in welchen etwa 0,5 g Magnetkiespulver mit festem Mercurichlorid und etwa 50 ccm gelöstem gegeben wurde, war noch mit einer Vorlage versehen, um Verluste an Eisen zu vermeiden. Ehe der Kohlensäurestrom eingeleitet wurde, war das Rohr R hochgezogen, damit lediglich die Luft aus den Gefäßen gejagt werden konnte, ohne daß die Zersetzung begann. War dann die Luft verdrängt, so wurde das Rohr fast bis auf den Boden vom kleinen Kölbchen gedrückt, worauf der Kohlensäurestrom die Salzsäure in den Zersetzungskolben hinüber preßte und dort die Lösung des Pulvers in Gang brachte. Eine kleine Flamme beschleunigte die Zersetzung,

<sup>1)</sup> Ber. Deutsch. Chem. Ges. 40. 1958/60.

welche vier Stunden lang unterhalten wurde. Der Zeitpunkt, bei welchem aller Magnetkies in Lösung gegangen ist, kann nicht ohne weiteres erkannt werden, da an Stelle des grauen Magnetkiespulvers ein anderes graues Pulver tritt ( $\text{Hg}_3\text{Cl}_2\text{S}_2$ ?), das nur wenig heller ist. Im Kohlensäurestrom wurde erkalten gelassen, und die Rohre, welche in den Zersetzungskolben münden, mit Quetschhähnen verschlossen. Nach zwölfstündigem Stehen wurde die Lösung im Kohlensäurestrom vom Schwefel und der gefällten Quecksilberverbindung filtriert. Das klare Filtrat war stets nur schwach gelblich gefärbt, was bei der hohen Färbekraft des Ferrichlorids auf einen sehr geringen Gehalt an dreiwertigem Eisen schließen ließ. Nach Zusatz von Mangano-sulfat und Schwefelsäure<sup>1)</sup> wurde mit Permanganat der Gehalt an Oxydul, darauf der Gesamteisengehalt gewichtsanalytisch bestimmt. Die Resultate waren folgende:

	Gesamteisen:	zweiwert. Eisen:	in Prozenten:
I.	0,2540 g	0,2506 g	98,66
II.	0,2727 „	0,2654 „	97,32
III.	0,1991 „	0,1942 „	97,54
IV.	0,2902 „	0,2869 „	98,86
V.	0,3089 „	0,3018 „	97,70

Bei keinem der Versuche konnte mit Bleipapier  $\text{H}_2\text{S}$  nachgewiesen werden, auch war in der Vorlage niemals Eisen zu finden. Sollte mit diesem Verfahren große Genauigkeit auch nicht zu erreichen sein, so ergibt sich doch hieraus, daß der Oxydulgehalt viel größer ist als in irgend einer der komplizierten Magnetkiesformeln angenommen werden kann.

Um das Verhältnis von zwei- zu dreiwertigem Eisen zu bestimmen, wurde noch die Zersetzung mit Kupfersulfat unter Druck versucht. Nach BROWN<sup>2)</sup> soll nämlich hiebei nur zweiwertiges Eisen in Lösung gehen und so die Bestimmung ermöglichen. BROWN wendete dieses Verfahren bei Pyrit und Markasit an und gelangte dabei zu verschiedenen Formeln für beide Mineralien.<sup>3)</sup>

Ich habe genau denselben Versuch unternommen nach seiner Beschreibung, abgesehen davon, daß ich mehr Kupfersulfat zu nehmen hatte und daß ich die paar Tropfen  $\text{H}_2\text{SO}_4$  zugab vor der Soda. Übereinstimmend mit BROWN fand ich Kupfersulfid vor, nicht aber das Eisen des Magnetkieses gelöst, sondern als Oxydschicht an der Wand der Glasröhre. Die Lösung war milchig trübe und enthielt keine Spur Eisen. Beim zweiten Versuch brachte ich deshalb das Kupfersulfid nach dem Abfiltrieren der Flüssigkeit und gutem Auswaschen des Filters mit Salpetersäure in Lösung und bestimmte darin das Kupfer. Da 1 Atom Eisen mit 1 Atom Kupfer in Reaktion getreten war, wurde der Kupfergehalt auf Eisen umgerechnet und dabei 91,61 und 94,71% Fe gefunden. Es läßt sich also Magnetkies wohl mit  $\text{CuSO}_4$  zersetzen, entgegen der Annahme MEUNIERS,<sup>4)</sup> der eine solche Zersetzung bestreitet, aber es scheinen hiebei doch andere Temperatur- und Druckverhältnisse notwendig zu sein wie bei  $\text{FeS}_2$ . Außerdem möchten sich Bedenken ergeben, ob wirklich bloß zweiwertiges Eisen in Lösung geht, wo doch sich weiterhin  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  bilden konnte.

Die Bezeichnung Ferroferrisulfid läßt sich nach den Ergebnissen der Zersetzung im Kohlensäurestrom für den Magnetkies nicht rechtfertigen und der höhere

<sup>1)</sup> Chem. Zeitg. 13. 323.

<sup>2)</sup> BROWN: loc. cit. S. 240.

<sup>3)</sup> GROTH: Tabell. Übers. d. Mineralien. 1898. S. 21.

<sup>4)</sup> MEUNIER: Compt. rend. 1868. 4 u. Ann. chim. phys. 1869. 17. 36.

Schwefelgehalt, wie ihn die Analyse ergibt, muß eben doch auf eine feinverteilte Beimengung von Schwefelkies zurückgeführt werden. Da die außerordentlich feine Verteilung von  $\text{FeS}_2$ , wie sie wohl angenommen werden muß, auch eine leichtere Angreifbarkeit durch verdünnte  $\text{HCl}$  wahrscheinlich macht, ist es somit erklärlich, daß sich der Magnetkies in  $\text{HCl}$  ohne eisenhaltigen Rückstand löst. Die Schwefel-  
ausscheidung als von  $\text{FeS}_2$  herrührend, mag nicht weiter verwundern. Der in den Analysen gefundene Überschuß an Schwefel über das Einfachschwefeleisen, als welches der Magnetkies demnach anzusehen ist, läßt sich aber noch auch durch beigemengten freien Schwefel begründen. Während die Untersuchungen, welche GRAF SCHAFFGOTSCH, PLATTNER und KNOP vornahmen, in dieser Hinsicht ohne Erfolg geblieben waren, gelang es BODEWIG (66. 174) 0,1—0,213% freien Schwefel durch frisch destillierten Schwefelkohlenstoff aus dem Bodenmaiser Magnetkies auszuziehen. Ich wiederholte den Versuch, einmal mit einer Probe aus der Barbaragrube erfolglos; das zweitemal konnte ich aus einer Probe (leider ohne nähere Bezeichnung der Fundstelle) von 49,2703 g 0,1823 g Schwefel, der zum Teil hübsch auskristallisiert war, extrahieren. Selbstverständlich war auch hier der Schwefelkohlenstoff geprüft worden, ob er rückstandfrei sei. Man braucht also, um den Schwefelüberschuß zu erklären, nicht zur NORDENSKIÖLD'schen Theorie<sup>1)</sup> Zuflucht zu nehmen, welche den Magnetkies als eine Vereinigung von  $\text{FeS}$  mit wechselnden Mengen Schwefel ansieht.  $\text{FeS}$  ist dabei der formgebende Bestandteil, der Schwefel nicht experimentell nachzuweisen, weil er unsichtbar beigemischt gedacht ist.<sup>2)</sup>

Der Magnetkies ist also infolge seines hohen Gehaltes an zweiwertigem Eisen, ebenso wie der Troilit, Einfachschwefeleisen. Ergeben einzelne Analysen<sup>3)</sup> schon unmittelbar diese Zusammensetzung, so haben alle übrigen Analysen lediglich den Charakter von Bauschanalysen, der hier nur nicht so deutlich hervortritt, da es sich um dieselben Elemente handelt; sie geben keineswegs Aufschluß über die chemische Konstitution. Die fein verteilte Beimengung von  $\text{FeS}_2$  aber, welche den Überschuß an Schwefel bei den Analysen, sowie die Abscheidung von Schwefel beim Lösen in Salzsäure erklärt, braucht keine Annahme zu bleiben, welche bloß möglich, oder auch höchst wahrscheinlich ist, sondern muß sichtbar werden durch feine Ätzverfahren, welche ja auch die Eisenkarbide im Stahl und die Struktur von Legierungen erkennen lassen.

**Analysen des Magnetkieses vom Silberberg mit den daraus berechneten Formeln.**

1. H. ROSE: $\text{Fe}_7\text{S}_8$ .		2. GRAF SCHAFFGOTSCH: $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$ .				
Fe =	61,10	60,52	Fe =	60,59	61,19	61,17
S =	38,60	38,78	S =	(39,41)	(38,81)	(38,83) <sup>4)</sup>
$\text{SiO}_2$ =	0,82	0,82		100,00	100,00	100,00
	<u>100,52</u>	<u>100,12</u>				

<sup>1)</sup> NORDENSKIÖLD: *Conn.* VII. S. 475.

<sup>2)</sup> Bei der großen Bedeutung, welche dem geringen Überschuß an Schwefel über das Einfachschwefeleisen beigelegt wird, möchte ich noch auf einen Umstand hinweisen, der vielleicht nicht ganz außer acht zu lassen ist. Kann unsere beste Schwefelbestimmung als  $\text{BaSO}_4$  für so zuverlässig gelten, daß sich damit so feine Unterschiede, wie sie in der Formel  $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$  oder  $\text{Fe}_{10}\text{S}_{17}$  (Magnetkies von Lowell, Massachusetts, analysiert von How 61. 109) beispielsweise zum Ausdruck kommen, begründen ließen?

<sup>3)</sup> KENNGOTT: *N. Jahrb.* 1880. I. S. 164. R. LORENZ: *Ber. d. chem. Ges.* 1892. S. 612. E. WEIN-SCHENK: *GROTHS Zeitschr.* 17. 499. — Auch die Kristallform weist auf Übereinstimmung mit Einfachschwefeleisen hin, ebenso wie das physikalische Verhalten bei  $130^\circ$  (Untersuchungen von H. E. BOEKE und F. RINNE [106. 338] über Magnetkies von Bodenmais).

<sup>4)</sup> Die in Klammern gesetzten Zahlen bedeuten durch Differenz gefunden.

3. RAMMELSBURG:  $\text{Fe}_8\text{S}_9$ .

Fe =	60,66
S =	(39,34)
	<u>100,00</u>

4. NIKOLAUS HERZOG VON LEUCHTENBERG:  $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$ .

Fe =	61,11	61,13	60,99	61,34	61,48	60,52
S =	(38,89)	(38,87)	38,21	39,55	38,63	(39,48)
	<u>100,00</u>	<u>100,00</u>	<u>99,20</u>	<u>100,89</u>	<u>100,11</u>	<u>100,00</u>

5. HABERMEHL:  $\text{Fe}_7\text{S}_8$ .

Fe =	60,57	(Mittel aus 14 Analysen)
S =	39,46	" " 8 "
	<u>100,03</u>	

6. BODEWIG:  $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$ .

Fe =	61,53	(Mittel aus 3 Analysen)
S =	38,45	( " " 10 " )
	<u>99,98</u>	

7. THIEL:  $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$ .

Fe =	61,59
S =	38,15
	<u>99,74</u>

8. MÜNCHSDORFER:  $\text{FeS}$ .

Fe =	61,46	61,49	61,47
S =	38,60	38,52	38,49
	<u>100,06</u>	<u>100,01</u>	<u>99,96</u>

**b) Bestimmung von Silber, Kupfer, Zink, Kobalt und Nickel.**

Der Magnetkies kann besondere technische Bedeutung erlangen durch einen Gehalt an Gold (Charters Towers in Queensland), Kupfer (skandinavische Vorkommen), Nickel und Kobalt (Sudburydistrikt in Canada). Die kupferhaltigen Magnetkiese wie die nickel-kobalthaltigen finden sich regelmäßig nur in basischen Eruptivgesteinen (Gabbros), während jene Magnetkieslagerstätten, welche nicht magmatische Ausscheidungen basischer Eruptivgesteine, sondern Erzlager sind und vorzugsweise in kristallinen Schiefen vorkommen, fast niemals einen höheren Nickel- oder Kupfergehalt aufweisen und deshalb auch nur selten eine bauwürdige Lagerstätte geben.<sup>1)</sup>

Der Magnetkies vom Silberberg gehört nun nicht zu jener begünstigten ersten Art von Vorkommen.

Es sind im Laufe von etwa 80 Jahren zahlreiche Analysen dieses Minerals veröffentlicht worden. Allein da sie fast ausnahmslos die Aufstellung einer chemischen Formel zum Zwecke hatten, nahmen sie lediglich Rücksicht auf das Verhältnis von Eisen und Schwefel und verzichteten auf die Bestimmung jener Elemente, die nur in sehr geringer Menge enthalten sind oder aber als rein mechanische Beimengungen des Minerals dessen chemische Konstitution überhaupt nicht berühren. Eine Ausnahme hiervon erfahren nur die Edelmetalle, Gold und Silber.

Etwas Näheres finden wir darüber bei GÜMBEL (52. 251): „In der Probieranstalt von Bodenmais wurde in dem Magnetkies eine sehr geringe Menge von Kupfer, Kobalt und Zink (ob von Verunreinigungen?) nachgewiesen, während durch die Versuche v. KOBELLS wenigstens die Abwesenheit von Nickel festgestellt wurde. — Über Gehalt an Gold und Silber siehe c.

FLURL (3. 267) erwähnt, daß, nachdem ums Jahr 1700 verschiedene erfolglose Versuche gemacht worden waren, die Bodenmaiser Kiese auf Kupfer zu verschmelzen, man verschiedentlich probierte die Kiese nebst dem Vitriol auf Schwefel und Alaun zu verarbeiten und das in diesem enthaltene Kupfer durch Eisen aus der Vitriollauge auszuschcheiden. Es sollen auf diese Weise aus 30 Zentnern Kies von der Weitzsche 3 Zentner gereinigter Schwefel und  $\frac{3}{4}$  Pfund = 0,025% Kupfer gewonnen worden sein.

THIEL (76. 5), der eine größere Menge sorgfältig ausgesuchten Materials einer eingehenderen Untersuchung unterwarf, konnte nur Spuren von Kupfer und Zink finden

<sup>1)</sup> KRUSCH P.: Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. 1907. S. 303.

und einen Silbergehalt von 0,0042% ermitteln. „Weder Kobalt noch Nickel, welche viele Magnetkiese aufzuweisen haben, konnten nachgewiesen werden.“

Gerade der Umstand, daß THIEL kein Kobalt fand, das doch schon im Mineral festgestellt war, veranlaßte mich neuerdings den Magnetkies zu untersuchen und, falls die Analyse Kobalt wirklich ergeben sollte, eine quantitative Bestimmung vorzunehmen.

Das Ergebnis der qualitativen Analyse von nahezu 10 g Magnetkies war folgendes: Von den Metallen der vierten Gruppe fanden sich Silber und Kupfer, von jenen der dritten Gruppe außer Eisen wenig Zink und Kobalt; eine Spur Aluminium ebenso wie die Metalle der zweiten und ersten Gruppe stammten wohl unzweifelhaft aus den in das Mineral eingeschmolzenen Silikaten und kamen daher hier nicht weiter in Betracht. Das Kobalt fiel aus der essigsäuren Lösung auf Zusatz von Kaliumnitrit erst nach 24stündigem Stehen aus. Um Nickel nachzuweisen, wurde die cyankalische Lösung mit Kalilauge versetzt und darauf vorsichtig mit Bromwasser überschichtet. Doch zeigte sich kein deutlicher schwarzer Ring von Nickeloxydhydrat.

War die Hauptaufgabe auch die quantitative Bestimmung von Kobalt, so konnte neben diesem ohne besondere Schwierigkeiten jene von Silber, Kupfer und Zink ausgeführt werden. Im Verlauf der Analyse ergab sich auch ein Gehalt an Nickel, und zwar in einer Menge, daß er sich quantitativ ermitteln ließ. Da seit den Versuchen v. KOBELLS in der Literatur die Angabe stets wiederkehrt, daß der Bodenmaiser Magnetkies gänzlich nickelfrei sei, möge eine ausführliche Beschreibung der quantitativen Analyse folgen.

19,9411 g Magnetkies wurden in der von LUNGE<sup>1)</sup> empfohlenen Mischung von 1 Teil rauchender Salzsäure und 3 Teilen Salpetersäure vom spez. Gewichte 1,4 aufgeschlossen. Nach zweimaligem Eindampfen auf dem Wasserbade zur Trockne, wurde nochmals mit warmer verdünnter Salzsäure aufgenommen und von der Kieselsäure und dem Silberchlorid abfiltriert. Der Rückstand auf dem Filter wurde erst mit heißem Wasser bis zum Verschwinden der Eisenreaktion ausgewaschen, dann das Chlorsilber mit Ammoniak in Lösung gebracht. Auf dem Filter befand sich somit bloß mehr Kieselsäure bzw. Silikate, welche nach dem Trocknen und Einäschern zur Wägung gelangen konnten. Es ergab sich 0,0112 g, d. i. ein Gehalt von 0,557% SiO<sub>2</sub> (bzw. Silikate).

Das in ammoniakalischer Lösung befindliche Chlorsilber wurde durch Salpetersäure wieder ausgefällt. Vom Niederschlag wurde abfiltriert, mit heißem Wasser ausgewaschen und das Filter getrocknet. Nach vorsichtigem Einäschern in einem gewogenen Porzellantiegel wurde die Asche mit wenig Salpetersäure befeuchtet und gelinde erwärmt. Hierauf wurden einige Tropfen Salzsäure zugegeben und zur Trockne verdampft. Erkalte wog das Chlorsilber 0,0087 g, woraus sich für den Magnetkies ein Silbergehalt von 0,0065 g, d. i. 0,033% berechnet.

Das nach dem Abscheiden von Kieselsäure und Silberchlorid verbliebene Filtrat enthielt nunmehr in der Hauptsache Eisen, daneben in sehr geringer Menge Kupfer, Zink und Kobalt, gebunden an Salz- und Schwefelsäure, welche letztere bei der Oxydation des Schwefels entstanden war. Vor allem galt es, das Eisen herauszuschaffen. Das nächstliegende Verfahren wäre die Fällung desselben als basisches Acetat gewesen. Dagegen sprach aber der Umstand, daß hierbei stets kleine Mengen Kobalt mitgerissen werden, was auch durch wiederholte Fällung nicht vermieden werden kann. Das war hier um so mißlicher, als es sich ja nur um eine geringe Menge Kobalt handelte, abgesehen davon, daß etwa 12 g Eisen wiederholt als Acetat zu fällen gewesen wären. Ein anderer Weg war der, das Eisen, welches als Chlorid vorhanden sein müßte, mit Äther zu extrahieren,<sup>2)</sup> wobei weder Nickel noch Kobalt in die ätherische Lösung übergehen soll. Wenn hierbei auch die Entfernung des Eisens nicht quantitativ wäre, so würde in Verbindung mit dem Acetatverfahren eine Vereinfachung der Analyse erzielt worden sein. Diese Extraktionsmethode wird in der Hüttenchemie häufig angewendet, um kleine Mengen Nickel im Stahl oder Roheisen zu bestimmen. Aus Versuchen

<sup>1)</sup> Jahresbericht d. Chemie 1880, S. 1154.

<sup>2)</sup> LEDEBUR: Leitfaden f. Eisenhüttenlaboratorien. 1897, S. 59.

hatte sich jedoch ergeben, daß sich Zinkchlorid etwas in Äther löst.<sup>1)</sup> Damit nun auf die Bestimmung des Zinks nicht verzichtet werden mußte, wurde das HERSCHEL'sche Verfahren gewählt, welches darin besteht, daß das Eisen als basisches Salz ausfällt, wenn man seine stark verdünnte und gut neutralisierte Lösung zum Kochen erhitzt. Es müssen aber entweder bloß Chloride oder bloß Sulfate vorliegen. Andre Metalle, insbesondere die dem Eisen ähnlichen, fallen hiebei nicht mit.

Es war also notwendig, die Lösung von den Sulfaten zu befreien, wenn man nicht die Chloride entfernen wollte, was in diesem Falle eine ganz beträchtliche Menge Silbernitrat erfordert hätte. Außerdem wäre durch einen Überschuß an letzterem ein Metall der vierten Gruppe hinzugekommen. Die Fällung mit Chlorbaryum erfolgte in der Hitze. Die Flüssigkeit war hiezu auf 5 Liter verdünnt worden. Das gefällte und durch längeres Dekantieren mit heißem Wasser sorgfältig ausgewaschene Baryumsulfat war durch mitgerissenes Eisen kaum gefärbt, so daß es auf Kobalt oder Zink nicht weiter geprüft werden brauchte. Das Filtrat, das mit dem Waschwasser vereinigt wurde, enthielt die Chloride von Eisen, Aluminium, Kupfer, Zink und Kobalt nebst einem Überschuß des Fällungsmittels. Diese Lösung wurde nun auf 1 Liter eingengt und mit Ammoniumcarbonat neutralisiert, bis eben eine deutliche Trübung entstand. Hierauf auf vier große Kolben verteilt, wurde die Flüssigkeit reichlich mit Chlorammonium als starkem Elektrolyten versetzt und mit so viel Wasser verdünnt, daß jeder Kolben gut 3 Liter faßte. Ein Liter enthielt so etwa 1 g Eisen. Dann wurde unter häufigem Umschütteln zum Kochen erhitzt, wodurch das Eisen als hellbrauner Niederschlag ausfiel. Sobald sich derselbe zu Boden gesetzt hatte, wurde die obenstehende klare Lösung durch ein Faltenfilter gegossen, der Kolben mit dem Niederschlag mit 2 $\frac{1}{2}$  Liter kochenden Wassers aufgefüllt, wieder etwas  $\text{NH}_4\text{Cl}$  zugegeben, geschüttelt, nach einigem Stehenlassen die klare Flüssigkeit wieder durch das Filter gegossen, der Niederschlag darauf gespült und dort nochmals mit  $\frac{1}{2}$  Liter heißen Wassers gewaschen. Dasselbe Verfahren wiederholte sich für den Inhalt eines jeden der vier Kolben. Die klaren Filtrate wurden gesammelt, eingedampft, zunächst auf dem Gasofen, dann auf dem Wasserbade, wobei sich noch einige Flöckchen basischen Eisenchlorids ausschieden.

Zur Fällung des Kupfers wurde die mit Ammonsalzen übersättigte Flüssigkeit mit 30 ccm 6-fach Normalsalzsäure angesäuert, wodurch auch die Eisenflöckchen in Lösung gingen, und auf etwa 70° erhitzt. Ein kräftiger Schwefelwasserstoffstrom, der bis zum Kaltwerden eingeleitet wurde, fällte das Kupfer als Sulfid. Nach dem Filtrieren und Auswaschen mit Schwefelwasserstoff, dem einige Tropfen Salzsäure beigefügt waren, wurde der Niederschlag noch feucht in den gewogenen Porzellantiegel gebracht und durch Glühen in das Oxyd übergeführt. Es fanden sich 0,0189 g  $\text{CuO}$ , was einem Kupfergehalt von 0,0151 g = 0,076% entspricht.

Im Filtrate waren nunmehr die Chloride von Eisen, Aluminium, Kobalt und Zink. Zum Verjagen der freien Salzsäure wurde eingedampft, hiebei schieden sich aber Ammoniumsalze in solcher Menge aus, daß weiteres Eindampfen vollständig zwecklos gewesen wäre. Um sie zu entfernen, wurde soviel Wasser zugesetzt, daß sie sich in der Kälte eben lösten, dazu 3 ccm 6-fach N-Salzsäure und zum Kochen erhitzt. Nachdem dann einige Zeit Schwefelwasserstoff eingeleitet worden, wurde tropfenweise Ammoniak zugegeben, bis die Flüssigkeit eben darnach roch. Dadurch fielen die Sulfide der vier Metalle aus in schwarzen Flocken. Vom Niederschlag wurde filtriert, mit  $\text{H}_2\text{S}$ -wasser, dem etwas Chlorkalium zugesetzt war, gut ausgewaschen und das Filtrat mit Schwefelammonium auf die Metalle geprüft. Es trübte sich nicht. Die auf dem Filter befindlichen Sulfide wurden nun in Königswasser gelöst, die Lösung zur Trockne verdampft, der Rückstand mit Wasser, das mit einigen Tropfen Salzsäure angesäuert war, aufgenommen. Nach Neutralisation mit  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  bis zur Dunkel-färbung und Zusatz von Natriumacetat wurden Eisen und Aluminium in der Hitze gefällt, heiß filtriert und mit natriumacetathaltigem Wasser gewaschen, so daß im Filtrat neben dem Überschuß des Fällungsmittels nur mehr die Acetate von Kobalt und Zink waren.

Da beabsichtigt war, die Trennung beider Metalle in schwefelsaurer Lösung vorzunehmen, wurden sie zusammen aus der essigsauren Lösung mit  $\text{H}_2\text{S}$  gefällt, der Niederschlag gewaschen und in Königswasser gelöst. Durch viele Versuche im Laboratorium hatte sich nämlich ergeben, daß unter bestimmten Verhältnissen aus schwach schwefelsaurer Lösung bloß Zink, nicht aber Nickel ausfällt. Es war daher anzunehmen, daß sich Kobalt wie Nickel verhalten und nicht ausfallen würde.

<sup>1)</sup> Nach Mitteilungen von A. SCHWAGER führten einschlägige Versuche zu dem Ergebnis: Kupfer, Nickel, Kobalt und Zink werden als Chloride bei Gegenwart von 20%iger Salzsäure von Äther ungefähr in nachstehenden Mengen gelöst:

Cu	zu	0,0120 %
Ni	„	0,0015 „
Co	„	0,0025 „
Zn	„	0,0480 „

Die Lösung der Sulfide in Königswasser wurde zur Trockne verdampft, 3,3 g  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  zugegeben und mit 50 ccm Wasser aufgenommen. Nachdem mit 1,5 ccm 0,35 n- $\text{H}_2\text{SO}_4$  angesäuert worden, wurde in der Kälte  $\text{H}_2\text{S}$  eingeleitet. Aber der Niederschlag blieb nicht weiß, sondern wurde schwarz, enthielt daher außer Zink noch Kobalt. Es wurde deshalb der Niederschlag wieder in Königswasser gelöst, zusammen mit dem Filtrat eingedampft, zuletzt die gebildete  $\text{H}_2\text{SO}_4$  abgeraucht, der Rückstand in schwach angesäuertem Wasser aufgenommen, mit reiner Kalilauge und mit Bromwasser versetzt und erwärmt. Hiedurch wurde das Kobalt als schwarzes Oxydhydrat gefällt; filtriert, mit heißem Wasser ausgewaschen, getrocknet und über der Gebläseflamme im Porzellantiegel bis zur Gewichtskonstanz geglüht, wurde der Niederschlag als  $\text{Co}_3\text{O}_4$  gewogen. Diese Art, das Kobalt zur Wägung zu bringen, ist ohne meßbaren Fehler bis zu einer Kobaltmenge von 30 mg zulässig.<sup>1)</sup> Es ergaben sich 0,0105 g  $\text{Co}_3\text{O}_4$  oder 0,0077 g Kobalt = 0,039 %.

Nachdem das Filtrat, in dem sich das Zink befand, nochmals mit KOH und Bromwasser auf Kobalt geprüft worden war, wurde es mit Schwefelammonium versetzt, etwas erwärmt und 24 Stunden stehen gelassen. Dann wurde vom flockigen Niederschlag filtriert, ausgewaschen, in Königswasser gelöst in einen gewogenen Porzellantiegel hinein,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  abgeraucht, und das übrig gebliebene  $\text{ZnSO}_4$  auf dem Gebläse in Oxyd übergeführt. Als solches gewogen, fanden sich 0,0108 g  $\text{ZnO}$  = 0,0055 g Zink (0,026 %).

Trotz des negativen Resultats der qualitativen Analyse wurde versucht, im  $\text{Co}_3\text{O}_4$  Nickel nachzuweisen. Jetzt war um so mehr Aussicht hierzu vorhanden, da ja zur Analyse die zweifache Menge Magnetkies verwendet worden und die Acetataffällung des Eisens durch die viel zweckmäßigere HERSCHEL'sche Methode ersetzt war. Das im Tiegel befindliche  $\text{Co}_3\text{O}_4$  wurde in wenig konzentrierter HCl gelöst und in ein Becherglas gespült. Nachdem die Säure mit Kalilauge abgestumpft worden, wurde mit KCy im Überschuß versetzt, KOH und Bromwasser zugegeben und etwas erwärmt. Und dabei zeigte sich nicht nur ein schwarzer Ring, sondern es bildeten sich schwarze Flöckchen, die sogar eine quantitative Bestimmung wahrscheinlich machten. Zu diesem Zwecke wurde der Niederschlag abfiltriert, gut mit heißem Wasser gewaschen, mit HCl in Lösung gebracht, nochmals auf dieselbe Art gefällt, auf ein Filterchen gespült, gut ausgewaschen, getrocknet und über dem Gebläse bis zur Gewichtskonstanz geglüht. Als NiO gewogen mit 0,0046 g, berechnete sich ein Nickelgehalt von 0,0036 g = 0,018 %.

Hiedurch wurde eine Korrektur des gefundenen  $\text{Co}_3\text{O}_4$  notwendig, nach Abzug von 0,0046 g blieben noch 0,0059 g  $\text{Co}_3\text{O}_4$ , d. i. 0,0043 g Co = 0,022 %.

Das Ergebnis der etwas langwierigen Untersuchung wird durch folgende Zusammenstellung veranschaulicht:

Angewandte Substanz:	19,9411 g Magnetkies.	
Gefunden:	0,1112 „ Kieselsäure und Silikate	} = 0,557 %
	0,0065 „ Silber	
	0,0151 „ Kupfer	= 0,076 „
	0,0055 „ Zink	= 0,028 „
	0,0036 „ Nickel	= 0,018 „
	0,0043 „ Kobalt	= 0,022 „

Wenn man den Gehalt an Kobalt und Nickel vergleicht mit dem an den übrigen Metallen, so möchte man sich wundern, daß er nicht eher gefunden wurde. Es dürfte daran wohl weniger die Inhomogenität des Materials als vielmehr die Schwierigkeit der Trennung vom Eisen die Schuld sein.

Ist der Gehalt an sämtlichen Metallen viel zu gering, um technische Verwertung zu ermöglichen, so gewinnt doch der Gehalt des Erzes an Nickel und Kobalt für den Geologen ganz besonderes Interesse. WEINSCHENK (95), der nicht nur die alle Zweifel ausschließenden Beweise erbracht hat für die Kontaktnatur des GÜMBEL'schen Dichroitgneises, sondern auch die Entstehung der Fahlbänder vom Typus „Silberberg“ durch Aufdringen feurig-flüssigen Erzmagmas am wahrscheinlichsten gemacht, weist auf die Möglichkeit einer Analogie mit den skandinavischen,

<sup>1)</sup> F. ÜBELHÖR: Vgl. Untersuchungen über d. gewichtsanalyt. Best. d. Kobalts. Inaug.-Dissert. München 1908.

piemontesischen und kanadischen Magnetkieslagerstätten hin. Danach würden hier eben an Stelle der lakkolithischen Spaltungen im Sinne BRÖGGERS, wie sie für die „Weltgruppe“ VOGTS<sup>1)</sup> angenommen werden, abyssische zu setzen sein. „Ein Unterschied von den an Gabbro gebundenen sulfidischen Erzlagerstätten bleibt aber immer bestehen, das ist einesteils der vollständige Mangel an Nickel und Kobalt, andernteils das Auftreten von Zinnerz in dem Erzlager des Silberbergs.“

Da nun der erste Unterschied, das gänzliche Fehlen von Nickel und Kobalt auf Grund der vorstehenden, ausführlich beschriebenen Untersuchung fortfällt, so bliebe für den Typus „Silberberg“ als Charakteristikum das Vorkommen von Zinnerz, ähnlich wie die kanadischen Magnetkieslager durch einen Gehalt an Platinmetallen gekennzeichnet sind.<sup>2)</sup>

### c) Gehalt an Gold.

Daß der Magnetkies des Silberbergs geringe Mengen an Gold und Silber enthält, ist schon lange bekannt und es hat auch seit Anfang des 16. Jahrhunderts durchaus nicht an Versuchen gefehlt, die Edelmetalle zu gewinnen.

Nach FLURL (3, 262) war Nachahmungsgeist die Triebfeder, welche im 15. Jahrhundert allenthalben an den Wasserläufen des Bayerischen Waldes zum Seifen auf Gold nach dem Muster der böhmischen Nachbarn Veranlassung gab. Die Versuche mögen wohl den gehegten Erwartungen nicht entsprochen haben, besonders im Vergleiche mit den reichen Erfolgen der böhmischen Seifenwerke an der Moldau und Wotawa, so daß dafür mit dem Anfang des 16. Jahrhunderts die im Silberberg und seiner Umgebung brechenden Kiese, deren Farbe und Glanz Hoffnungen auf einen Goldgehalt geweckt haben mochte, große Bedeutung gewannen. Ein reger Bergbau setzte nunmehr ein, aufs eifrigste gefördert von den Herzogen Wilhelm und Ludwig, welche 1522 Lam und Bodenmais zu freien Bergstädten erhoben. Aber alle auf Gewinnung der Edelmetalle gemachten Anstrengungen hatten so wenig Erfolg, daß Herzog Wilhelm eine Vitriolhütte erbauen ließ, um die Kiese wenigstens auf Vitriol zu verarbeiten. Ums Jahr 1600 wurde beibrechender Bleiglanz gefördert, jedoch nicht in solcher Menge (1610—1614 nicht mehr als 878  $\frac{1}{2}$  Zentner), daß das darin enthaltene güldische Silber auf die Dauer eine Gewinnung verlohnt hätte. Trotz der schlechten Erfahrungen, welche man mit allen auf Edelmetalle abzielenden Versuchen bis jetzt gemacht, begann Max Emanuel etwa 100 Jahre später aufs neue mit Versuchen, zunächst auf Kupfer, aber nur mit geringem Erfolg. Im Jahre 1717 brachen auf der St. Barbaragrube einige Kiese, welche nach einer kleinen Probe 6 Lot 3 Quentchen fein Gold und 2 Lot 1 Quentchen 2 Deniers fein Silber lieferten.<sup>3)</sup> Daraufhin wurden 24 Zentner Kies zur Münze nach München geschickt, dort eingeschmolzen und daraus 11  $\frac{7}{8}$  Dukaten fein Gold und 13  $\frac{5}{8}$  Lot fein Silber gewonnen. Damit war ein Goldgehalt der Kiese wirklich erwiesen.

Als Herberge des Goldes kommt vor allem der Magnetkies in Betracht. Nach den Angaben GÜMBELS (52. 251) enthalten die Magnetkiese Gold und Silber von den geringsten Spuren bis zu 0,025 % Gold und 0,063 % Silber, anscheinend in äußerst fein verteiltem Zustande, so daß sie mechanisch kaum abgeschieden werden können. Deshalb lieferten auch Versuche im großen mit dem Amalgamationsverfahren nur einen sehr geringen Bruchteil des gesamten Gehaltes: eine Probe ergab so 0,0053 % güldisches Silber und 0,0003 % Gold. In den Rückständen der Vitriolerzeugung erschienen diese Gehalte jedoch bedeutend eingereichert mit 0,029 % güldischem Silber und 0,0011 % Gold, und noch die letzten Rückstände von beiden

<sup>1)</sup> J. H. L. VOGT: Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprozesse in basischen Eruptivgesteinen. Zeitschr. pr. Geol. 1893. S. 125.

<sup>2)</sup> Amer. Journ. of Science 37. 1889.

<sup>3)</sup> FLURL (3. 267) gibt hier einen höheren Gehalt an Gold als an Silber an. POŠEPNY (81. 248) macht darauf aufmerksam, daß dies wohl ein Druckfehler sei und daß die Zahlen für Gold und für Silber vertauscht zu werden verdienen.

zeigten 0,0138% güldisches Silber und 0,0003% Gold. Geröstete Erze aus dem Wolfgangstollen, welche als die reichsten gelten, ergaben einen Gehalt von 0,003% güldisches Silber, von dem jedoch mit der PLATNER'schen Extraktionsmethode nur der vierte Teil gewonnen werden konnte. GÜMBEL nimmt als Durchschnittsgehalt der Bodenmaiser Magnetkiese 0,00012% Gold an, was sie im Mittel zur lohnenden Gewinnung nicht eignet.

Von den vier Proben, welche ich auf Gold prüfte, war nur eine mit der genauen Fundstelle (Barbaragrube) bezeichnet. Zum Nachweis des Goldes wurde das DÖRING'sche Verfahren<sup>1)</sup> gewählt, welches auch die kolorimetrische Bestimmung ermöglicht.

Zu diesem Zwecke wurden 100 g feingepulvertes Material in Eisenpfannen geröstet und zur Zerstörung der hierbei entstehenden Sulfate wurde zuletzt über der Gebläseflamme scharf geglüht. Das so gewonnene Oxyd wurde in eine gut verschließbare Flasche gebracht und mit einem Gemisch von 2 ccm Äther und 2 ccm Brom 2 Stunden lang geschüttelt, um das Gold in Lösung zu bringen. Dann wurden 100 ccm Wasser zugegeben und nach häufigem Schütteln wurde zuletzt absetzen gelassen. Die klare gelb gefärbte Flüssigkeit wurde abfiltriert und auf 20 ccm eingedampft. Auf Zusatz von Zinnchlorid erfolgte bei Anwesenheit von Gold eine Färbung durch Goldpurpur von rosa bis fast violett je nach dem Goldgehalt. Durch Vergleich mit dem Goldpurpur von Lösungen mit bekanntem Goldgehalt ließ sich die Menge des im Erz enthaltenen Goldes berechnen.

Der erste Versuch nach diesem Verfahren ergab nicht einmal Rosafärbung, auch nach längerem Stehen nicht. Da diese Art auf Gold zu prüfen noch 0,5 g Gold in der Tonne Erz (d. i. eine Verdünnung von 1 : 2000000 durch andere Körper) nachzuweisen gestattet, so zeigt dies, daß der Goldgehalt des Magnetkieses weit unter den von GÜMBEL angegebenen Mittelwert herabgehen kann. Die zweite Probe aus der Barbaragrube hatte 0,00042%, die dritte Probe 0,00027%, die vierte Probe 0,00020% Gold. Der Durchschnittsgehalt dieser vier Proben ist etwas höher als der GÜMBEL'sche, nämlich 0,00022%.

Auf die Frage, ob aus den Bodenmaiser Magnetkiesen mit ihrem immerhin nicht unbeträchtlichen Gehalt an Gold detritales gediegen Gold entstehen könne, geht POŠEPNY (81. 249) ein. Vom rein chemischen Standpunkte sei sie zu bejahen. Denn der aus den oberen Erzlagertstättenregionen abgerissene und in den Erosionsdetritus gelangende Kies muß schließlich durch Oxydations- und Chlorisationsprozesse die Edelmetalle freigeben, wenigstens das Gold, da durch den letzten Prozeß das Silber fortwährend ausgelaugt wird, so daß eine Verbindung von der Zusammensetzung des Seifengoldes zurückbleiben müßte. Die außerordentliche Reduktion, welche die gegebenen Hälte zur Folge hätten, (0,001—0,000001% des Gewichts und 0,0002—0,0000002% des Volumens) ergäbe aber so winzige Stäubchen, daß sie mit den feinfühligsten Aufbereitungsvorrichtungen nicht aufgefangen werden könnten. „Die Bildung von praktisch auffangbarem Seifengold wird also auf diese Weise kaum erklärt, es sei denn, daß man das ursprüngliche Vorkommen von größeren Goldkörnern im Kiese annimmt, oder daß wir den freiwerdenden Goldteilchen das Vermögen, ineinanderzuschmelzen, vindizieren.“

#### d) Trennung des Magnetkieses von den eingewachsenen Mineralien.

Eine Trennung des Magnetkieses von den in ihm enthaltenen Mineralien wurde vorgenommen, teils um für Aufstellung einer chemischen Formel möglichst kieselsäurefreies Material zu erhalten, teils um Aufschluß zu erlangen darüber, ob die Spuren von Kupfer, Zink, Kobalt und Nickel von Verunreinigungen herrühren. Eine solche Trennung möchte mittels schwerer Lösungen leicht erscheinen, da ja der Magnetkies ein spez. Gewicht von 4,6—4,8 besitzt, Quarz und die allermeisten Silikate aber ein solches von unter 3 haben. Allein da der zerkleinerte Pyrrhotin

<sup>1)</sup> TH. DÖRING: Berg- u. Hüttenm. Zeitung. Leipzig 1900. 98.

gerne Schüppchen und Blättchen bildet, welche auf der Oberfläche der schweren Flüssigkeit bleiben und auch durch Umrühren und Schütteln nicht zu Boden sinken, wie das spez. Gewicht erfordern würde, ist eine quantitative Trennung überhaupt nicht möglich. Freilich je gröber man das Korn nimmt, desto leichter ist die Trennung, aber desto größer ist auch die Wahrscheinlichkeit, daß das Korn noch Einschlüsse enthält.

Die Trennung wurde mittels Acetylentetrabromid, welches mit Benzol verdünnt wird, vorgenommen, da die TROULET'sche Lösung für sulfidische Erze nicht brauchbar ist. Es fand sich Quarz, Cordierit, und zwar mit prächtigem Pleochroismus von  $a = b$  dunkelblau,  $b = c$  hellblau,  $c = a$  gelblich, Orthoklas, Muscovit, Biotit, Granat, Sillimanit und ein gelbliches isotropes Mineral mit einer Lichtbrechung zwischen 1,33 und 1,42, ohne jegliche Spaltbarkeit, das vielleicht mit der amorphen Substanz identisch ist, welche die eigentliche Grenzschicht zwischen dem Erzkörper und dem Nebengestein bildet;<sup>1)</sup> ferner in sehr geringer Menge Kreittonit und Roteisen. Dünne Lagen dieses letzteren zwischen den schaligen Zusammensetzungsstücken des Magnetkieses waren schon wie S. 62 erwähnt, von G. ROSE (29) angenommen worden, der damit den von GRAF SCHAFFGOTSCH gefundenen höheren Eisengehalt zu erklären suchte. Ich glaube jedoch nicht, daß unverwitterter Magnetkies Eisenoxyd in solcher Menge enthält, daß hiedurch die chemische Zusammensetzung beeinflußt werden könnte. Eher mögen die Spuren Zink, welche im Magnetkies vom Silberberg sich finden, von einem geringen Gehalt an Kreittonit herrühren, obwohl derselbe außerordentlich widerstandsfähig gegen Säuren ist und deshalb wohl in dem in Säuren unlöslichen Rückstand enthalten sein dürfte.

Alle diese Mineralien, welche nicht in wohlausgebildeten Kristallen, sondern mit gerundeten Kanten und Ecken, eingebogenen, ja förmlich gerieften Flächen im Magnetkies eingewachsen sind, erscheinen bemerkenswert in verschiedener Hinsicht.

Als man in den Serpentineinschlüssen körniger Kalke der kristallinen Schiefer die Überreste eines organischen Wesens, jenes *Eozoon canadense*, erkannt zu haben glaubte, wurde eifrig nach ähnlichen Gebilden gesucht. Im körnigen Kalk verschiedener Fundstellen waren mehrere kristallisierte Mineralien gefunden worden, deren Oberfläche gerundet aussah, als wären sie geflossen oder angeschmolzen. NAUMANN<sup>2)</sup> führt von diesen Mineralien an: Augit, Hornblende, Granat, Apatit, Chondroit. Für diese Erscheinung hatte man bis dahin keine Deutung gewußt. Die Pargasitkörner im körnigen Kalk von Pargas (Finnland),<sup>3)</sup> welche ganz dieselben Formen aufwiesen wie das Eozoon, abgerundete, ausgebogene und eingebuchtete Oberfläche, zeigten auch bei genauer mikroskopischer Untersuchung die Struktur des Eozoons, die walzenförmigen Ansätze und Röhrchen, so daß es scheinbar kaum noch zu bezweifeln war, daß auch in den Pargasitkörnern Abgüsse der Sarkode- teile wie bei Eozoon vorlagen, also ihre Form organischen Ursprungs war. Von dieser Meinung ausgehend, weist GÜMBEL (50. 42) auf den im Magnetkies eingewachsenen Quarz und Cordierit hin, als analoge Erscheinung, die vielleicht auf ähnliche Ursache zurückgeführt werden müsse: „Auf den Schwefel- und Magnetkieslagern im herzynischen Gneis des bayerischen Waldes bei Bodenmais findet man nämlich an bestimmten Stellen mit den Schwefelmetallen eine Menge fast wasserheller Quarzkörner, welche gewöhnlich, wegen ihres fettartigen Glanzes als Fettquarz bezeichnet werden. Es fällt an ihnen auf, daß dieselben stets in knollenähnlichen Ausscheidungen vorkommen, welche auf der Oberfläche abgerundet, wellig erhöht und vertieft, mit zylindrischen Auszackungen und Grübchen versehen sind. Ihre äußere Beschaffenheit ist ganz die der Hornblendeknöllchen von Pargas. In ähnlichen Gestalten zeigt sich zuweilen hier auch der Dichroit, obwohl dieser auch vielfach in vollständigen Kristallen ausgebildet ist. Vielleicht gelingt es auch in diesen schwierig zu behandelnden Mineralmassen organische Formen nachzuweisen.“

<sup>1)</sup> E. WEINSCHENK (95. 377).

<sup>2)</sup> FR. NAUMANN: Lehrb. d. Geogn. II. Aufl. I. 410 u. II. 85.

<sup>3)</sup> NORDENSKIÖLD: Pogg. Ann. 96. 110 und Schweigg. Journ. 31. 405.

In der „Geognostischen Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges“, also zwei Jahre später, führt GÜMBEL (52. 240) die gerundeten, inmitten der Kiese sich findenden, mehr oder weniger ausgebildeten Kristalle von Fettquarz an, die wie schmelzende Eiskörner aussehen, ohne jedoch auf eine Erklärung sich einzulassen. Gerade der Umstand, daß sich im Innern solcher Kristalle häufig kleine Körnchen Kies eingeschlossen zeigen, ist für ihn ein unzweideutiger Beweis dafür, daß Quarz und Kiese ziemlich gleichzeitig entstanden sind, zum mindesten die Kiese nicht später als der Quarz. Inwiefern dieser Schluß richtig ist, zeigte WEINSCHENK in eingehendster Darstellung der genetischen Verhältnisse der Kieslagerstätte am Silberberg (95). Als Hauptergebnis seiner Studien erscheint die Erkenntnis, daß die Bildung des Nebengesteins der Erze, des Cordierithornfels, schon vollzogen war, als die sulfidischen Schmelzmassen aufdrangen. Teile des Gesteins wurden hierbei eingeschmolzen: aber die aus dem Schmelzflusse wieder auskristallisierenden Mineralien erhielten keine ebenen Kristallflächen und keine geraden Kanten, sondern jene angeschmolzenen Oberflächenformen, deren Erklärung so viele Schwierigkeiten bereitet hatte. Bei der Kristallisation dieser Mineralien konnte sulfidische Schmelzmasse eingeschlossen werden, so daß der Umstand, daß Quarzkristalle Kieseinschlüsse enthalten, nicht zu der Deutung zwingt, welche GÜMBEL hierfür gibt. Alle auf diese Weise in den Kiesmassen eingewachsenen Mineralien, nicht bloß Quarz und Cordierit, lassen sich als dem Nebengestein entstammend erkennen; infolgedessen können sie nicht als eigentliche Gangart bezeichnet werden wie die Mineralien, die in Paragenesis mit einer Gangformation auftreten.

### B. Kreitonit.

Schon im Jahre 1831 veröffentlichte F. v. KOBELL eine kurze Notiz in LEONHARDS Jahrbüchern (16) über kleine Oktaeder eines Spinells mit abgestumpften Kanten. Sie fanden sich in einer Bodenmaiser Stufe von Gneis mit Magnetkies und Bleiglanz und erwiesen sich bei näherer Untersuchung als Pleonast. Das Vorkommen erschien F. v. KOBELL um so interessanter, als ein ähnliches von dem nahe verwandten Spinell auf Ceylon beschrieben war. Aber erst 1848, als er eine größere Menge des am Silberberg vorkommenden Spinells von BREITHAUPt erhalten hatte, konnte er das Mineral einer Analyse unterwerfen und eine genauere Beschreibung liefern (26. 99). Aus der Analyse folgte, daß dieser Bodenmaiser Spinell nicht dem Pleonast, sondern dem Gahnit nahe steht. Wegen seines hohen spezifischen Gewichtes gab ihm v. KOBELL den Namen Kreitonit.<sup>1)</sup>

Der Kreitonit kommt am Silberberg in schwarzen Kristallen vor, welche in der Regel das Oktaeder mit gestreiftem Dodekaeder zeigen und häufig mit Schüppchen farblosen zweiachsigen Glimmers überzogen sind. Dünne Splitter des Minerals erscheinen tiefgrün, der Strich ist blaßgrün, der Bruch muschelrig und pechglänzend.

Schon H. FISCHER<sup>2)</sup> hatte in einem Kreitonitkristall Einschlüsse von Magnetkies gefunden und hierauf den schwachen Magnetismus des Minerals zurückgeführt. Eine ähnliche Erscheinung beschrieb K. OEBBEKE (75), eine Durchwachsung von Kreitonit und Magneteisen. Die Magnetitkörner waren regellos in der grünen Masse verteilt, oder zeigten eine gesetzmäßige Anordnung in der Lage der Nebensymmetrieebenen. Die magnetitfreien Stellen wiesen ein intensiveres Grün auf als die an Einschlüssen reichen. In Rissen waren Einlagerungen von Eisenoxyd zu beobachten. Durch Zuhilfenahme eines Magneten wurde möglichst reines Material zu erhalten gesucht und dasselbe der Analyse unterworfen (Dr. KRAUSS). Da jedoch auf diese Art eine völlig quantitative Trennung des Spinells von seinen Einschlüssen nicht zu erreichen war, wie wohl unzweifelhaft der außerordentlich hohe Gehalt an Eisenoxydul zeigt, so erscheint die Zuverlässigkeit der Analyse sehr in Frage gestellt. Einen noch höheren Eisenoxydulgehalt gibt allerdings GÜMBEL (52. 248) an,

<sup>1)</sup> BREITHAUPt hatte den Spinell aus demselben Grunde *Spinellus superior* genannt.

<sup>2)</sup> H. FISCHER: Krit. Studien. II. S. 60.

der die KOBELL'sche Analyse anführt, das Gesamteisen in dieser aber in Oxydul umrechnet (mit 18,48 %); jedoch ganz mit Unrecht, weil ja das Eisen im Spinell nicht nur als Basis, sondern auch als Säure auftreten kann.

Es standen mir zwei Proben von Kreittonit zur Verfügung. Beim ersten Stück, welches von den Bestandteilen des Gneises graulichgrünen Feldspat, Quarz und Muskovit in größeren Partien enthielt, waren die Körner und Kristalle von Kreittonit im Quarz eingewachsen. Die Kristalle zeigten das Oktaeder mit dem gestreiften Dodekaeder und kleine Schüppchen weißen Glimmers als spärlichen Überzug. Das Pulver sorgfältig ausgewählter Splitter ergab keinerlei Einschlüsse, war also zu einer Analyse geeignet. Das zweite Handstück bestand neben Feldspat aus Quarz, der mit Kies, großen Biotitblättchen und Kreittonit imprägniert war. Wo der Spinell in Kristallen ausgebildet war, zeigte er dieselben Flächen wie bei der ersten Probe; nur waren hier die Körner und Kristalle mit Magnetkies oder Biotit durchwachsen, so daß kein Splitter abgeschlagen werden konnte, welcher nicht Einschlüsse enthalten hätte. In manchen Kristallen trat scheinbar eine vollkommene Spaltbarkeit auf; es ließen sich völlig planparallele Täfelchen abspalten mit spiegelnden Flächen. Aber die glänzenden Flächen erwiesen sich als Überzug mit einer Biotithaut, die sich ohne Schwierigkeit ablösen ließ. Die Durchwachsung mit Magnetkies schien nicht nach bestimmten Gesetzen, sondern ganz unregelmäßig erfolgt zu sein. In einem verhältnismäßig reinen Kristall von Kreittonit fand sich ein etwa 1 mm dicker bräunlich gelb durchscheinender Kristall eingeschlossen, der wegen des außerordentlich starken Glanzes und der anscheinend dem regulären System angehörigen Form als Zinkblende angesprochen wurde.

Die qualitative Untersuchung des reinen Materials ergab Eisen, Aluminium, Zink und Magnesium, jedoch kein Mangan.

Zur Bestimmung der einzelnen Elemente wurden etwa 0,5 g des staubfein gepulverten Kreittonits mit der achtfachen Menge Kaliumbisulfats aufgeschlossen. Die Aufschließung mußte zweimal wiederholt werden, da beim erstenmal ein kleiner Rest blieb, der, für sich aufgeschlossen, wiederum einen geringen Rest ergab. Aus der angesäuerten Lösung wurde zunächst mit Schwefelwasserstoff das Platin ausgefällt, im Filtrate Eisen, Aluminium und Zink zusammen durch Schwefelammonium; das Magnesium wurde im Filtrat von den Sulfiden als  $\text{NH}_4\text{MgPO}_4$  gefüllt. Die drei Sulfide wurden mit Salzsäure in Lösung gebracht, woraus Eisen und Aluminium als basische Acetate abgeschieden wurden. Zur Trennung beider Metalle wurde der Niederschlag in Salzsäure gelöst, eingedampft, wieder mit Salzsäure aufgenommen und die Lösung in eine ziemlich konzentrierte kochende Lösung von Kalihydrat getropfelt. Der Niederschlag von Eisenoxydhydrat wurde wegen möglichen Kaligehalts nochmals in Salzsäure gelöst und durch Ammoniak wieder ausgefällt. Das Aluminium wurde aus dem mit Salzsäure neutralisierten Filtrat ebenfalls mit Ammoniak abgeschieden. Das Zink wurde aus der essigsäuren Lösung nach Entfernung von Eisen und Aluminium durch Schwefelwasserstoff gefällt und als Sulfid zur Wägung gebracht. Zur Bestimmung des zweiwertigen Eisens wurde das Mineralpulver mit einer Mischung aus 3 Teilen konzentrierter Schwefelsäure und 2 Teilen Wasser fünf Stunden im zugeschmolzenen Glasrohr auf  $210^\circ$  erhitzt.<sup>1)</sup>

Zum Vergleiche seien der Analyse jene von v. KOBELL und KRAUSS beigefügt. Hier sei noch darauf hingewiesen, daß auch RAMMELSBURG (54) die KOBELL'sche Analyse anführt mit abweichenden Zahlen, welche in Klammern beigesezt sind.

		Sauerstoff	
$\text{Al}_2\text{O}_3$	50,51	23,76	} 26,66
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	9,65	2,90	
$\text{FeO}$	8,68	1,93	} 8,66
$\text{MgO}$	2,54	1,02	
$\text{ZuO}$	28,91	5,71	
	<u>100,29</u>		

<sup>1)</sup> FRIEDHELM: Quant. chem. Analyse. 1897. 238.

	v. KOBELL		KRAUSS
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49,73	(49,62)	48,401
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,70	(9,60)	7,470
FeO	8,04	(7,99)	14,791
MgO	3,41	(3,40)	2,641
MnO	1,45	(1,44)	Spur
ZnO	26,72	(26,67)	27,445
	<u>98,05</u>	<u>98,72</u>	<u>100,748</u>

Aus der von mir ausgeführten Analyse berechnet sich als Formel des Kreitonits (Zn, Fe, Mg, Mn) O. (Al, Fe)<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Das spezifische Gewicht der einschlußfreien Probe des Spinells war nach der Bestimmung des Kgl. Landesgeologen A. SCHWAGER 4,446; v. KOBELL gibt (26. 99) als Dichte seines Analysenmaterials 4,49 an (von BREITHAUPT bestimmt); nach RAMMELSBERG jedoch wäre die Dichte 4,89 (54). Untersuchungen über das Leitungsvermögen des Kreitonits lassen ihn als ausgesprochenen Nichtleiter erscheinen, was von BELJERINCK (87. 455) damit erklärt wird, daß das isolierende Aluminiumoxyd die Hauptrolle spielt gegenüber dem leitenden Eisenoxyd.

Der Kreitonit findet sich am Silberberg kristallisiert wie auch derb überaus häufig. Zuweilen bildet er reiche Nester, er kann aber auch Jahre hindurch sehr selten werden. Kommt der Spinell auch noch in ziemlich bedeutender Entfernung vom Erz als akzessorischer Bestandteil der Kontaktschiefer vor, so ist sein Auftreten doch in der Regel mit dem des Erzes aufs engste verknüpft (95). Fast stets sind die Erzkörper und Erzgänge gegen das Nebengestein durch ein dunkles Salband abgeschlossen, welches aus Zinkblende und Kreitonit besteht. Auch die Streifen, Bänder und feinsten Abzweigungen weisen noch wie die Hauptkörper dieses Salband auf; hier ist es aber fast nur mehr der Spinell, welcher die Erzapophysen umhüllt, ja er vertritt oft selbst das Erz, so daß die letzten Ausläufer, welche das Erz in das Nebengestein sendet, auf weite Strecken hin bloß mehr aus Kreitonit bestehen. Wo das Erz in die granitischen, also feldspatführenden Gesteine eindringt, erscheinen dieselben mit Kreitonit völlig imprägniert, da der Spinell hier die Zinkblende vertritt. Er füllt alle Spalten und Spältchen im Gestein, die Risse und Sprünge in den Feldspatkörnern, welche wohl besonders durch das Aufdringen des sulfidischen Erzes veranlaßt wurden, und zeigt in diesen Ausfüllungen gegen den Feldspat zu einen ähnlichen Glimmerüberzug, wie ihn die großen Kristalle aufweisen. Kann er sich ausbreiten, bildet er gerne Kristalle, welche die schon erwähnte Durchwachsung von Magneteisenskeletten erkennen lassen, aber immer bezeichnenderweise durch feine Erzschnüre untereinander in Verbindung stehen. Wie er in den Feldspatgesteinen die Zinkblende ersetzt, deren dunkle Farbe infolge hohen Eisengehalts eine Unterscheidung, makroskopisch wenigstens, oft nicht leicht macht, so vertritt der Spinell in den Gneisen zuweilen jene amorphe Substanz, die eine scharfe Grenze zwischen Erz und Nebengestein darzustellen pflegt.

Wird so der Kreitonit auch überall in den erzhaltigen Gesteinen angetroffen, so deutet doch die ganze Art seines Auftretens mit Sicherheit darauf hin, daß er ihnen ursprünglich nicht angehörte, sondern erst später zugeführt wurde mit den Erzen. Nach E. WEINSCHENK (95. 348) erklärt sich die Bildung des Spinells durch Reaktion des Zinksulfids auf die tonerdereichen Silikate, entsprechend der von STELZNER<sup>1)</sup> beschriebenen Bildung von Zinkspinell in Zinkmuffeln. Da das Zink-

<sup>1)</sup> A. STELZNER und H. SCHULZE: Über die Umwandlung der Destillationsgefäße der Zinköfen in Zinkspinell und Tridymit. N. Jahrb. f. Min. 1881. I. S. 120.

sulfid nicht nur den reaktionsfähigsten, sondern auch den leichtflüchtigsten Bestandteil unter den Erzen darstellte, so sublimierte es mit Leichtigkeit gegen die Erkaltezonen zu und schlug sich als Salband auf den Grenzen der Erzkörper nieder, oder es drang auf Kapillaren und Spältchen in das Nebengestein ein und bewirkte dort eine Wechselersetzung mit den Tonerdesilikaten. Für letztere Reaktion scheint nach E. WEINSCHENK auch die Erscheinung zu sprechen, daß alle übrigen Erzbestandteile der Lagerstätte hin und wieder als Imprägnation oder in Gängen in das Nebengestein übersetzen mit Ausnahme der Zinkblende, an deren Stelle schmale Gangtrümer und Imprägnationen von Zinkspinell getreten sind, die sich aber um vieles weiter im Nebengestein verbreiteten.

Für den Lagerstätten-Geologen gewinnt der Kreittonit besonderes Interesse dadurch, daß der letztgenannte Autor in der Erscheinungsform des Spinells ein wesentliches Merkmal für das Alter der Erze gegenüber dem Nebengestein erblickt, wodurch dieselben als jüngere Bildung, nicht aber als gleichzeitige charakterisiert werden.

### C. Magneteisen.

Das Magneteisen tritt nicht als Bestandteil des Kieslagers auf wie bei den skandinavischen Falbändern; doch bildet es auch am Silberberge keine große Seltenheit.

Als Einsprengung in den Kiesen bricht es meist feinkörnig, zuweilen als ziemlich reine Ausscheidung. Es zeigt dann keine attraktorischen Eigenschaften oder solche doch nur in sehr geringem Grade. In größerer Menge findet sich das Mineral in einem Pegmatitgang, der nahe dem Gipfel des Berges aufsetzt (nach GÜMBEL [52. 253] in den oberen Teufen des hangenden Trumms — des Ausläufers —). Hier kommt es derb, großblättrig, selten auch in vollkommen ausgebildeten Kristallen vor in Putzen und Nestern und zeichnet sich durch polarattraktorische Eigenschaften aus. Als akzessorischen Gemengteil der Gesteine des Silberbergs trifft man den Magnetit zuweilen in kleinen Oktaederkriställchen bei der mikroskopischen Untersuchung an.

Einige Proben des Magneteisensteins vom Silberberg wiesen einen Gehalt an Titan auf. Derselbe ist nach den Untersuchungen VOGELS in manchen Stücken so bedeutend, daß diese als Titaneisen angesehen werden müssen (37. 840; 54. 155). V. KOBELL fand im Magneteisen kein Nickel, dagegen geringe Mengen Mangan (52. 253).

Zur Untersuchung waren mir zwei Proben übergeben worden. Das eine Stück war aus einem kleinen Pegmatit gebrochen, der Magneteisen in ziemlich großen, gerundeten Körnern enthielt. Ausgewählte Splitter dieser Körner erwiesen sich sehr rein, so daß sie zweckmäßig einer Analyse unterworfen wurden.

Die qualitative Untersuchung ergab einen Gehalt an Titan und Spuren von Mangan. Zur quantitativen Bestimmung wurde mit Kaliumbisulfat aufgeschlossen, aus der mit schwefliger Säure reduzierten Lösung durch anhaltendes Kochen die Titansäure gefällt und im Filtrat das Gesamteisen mit Permanganat titriert. Der Gehalt an Eisenoxydul wurde wie beim Kreittonit bestimmt.

	I.	II.	III.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :	69,30	63,00	68,11
FeO:	25,46	17,79	30,85
MnO:	Spur	—	0,80
TiO <sub>2</sub>	5,11	18,53	—
	<u>99,87</u>	<u>99,32</u>	<u>99,76</u>

Da ein Titangehalt sowohl von beigemengtem Titaneisen als auch von einer chemischen Vertretung des Eisenoxyds durch eine Verbindung von der Zusammensetzung des Titaneisens herrühren kann, läßt sich aus der von mir ausgeführten Analyse (I) nicht ohne weiteres eine Formel ableiten. — II ist eine Analyse

VOGELS (54. 166), welche zeigt, daß das als Magneteisen bezeichnete Mineral in Wirklichkeit Titaneisen war, III eine von THIEL (76. 8) ausgeführte Analyse von völlig titanfreiem, blättrigem Magneteisen vom Silberberg.

Die zweite Probe von Magneteisen war kristallisiert. Der Kristall, welcher etwa  $\frac{3}{4}$  cm Durchmesser hatte, zeigte das Granatoeder mit sehr rauhen schwarzen Flächen, welche scheinbar nicht angewittert waren. Die schaligen Absonderungsstücke, jedoch hatten einen bräunlichen Überzug und unter dem Mikroskop fand sich dem Mineralpulver beigemischt Roteisen und Kreittonit, letzterer allerdings nur in geringer Menge. Das Magneteisen war mit Säuren nicht vollständig in Lösung zu bringen; der unlösliche Rückstand war ein schwarzes Pulver, wahrscheinlich Titaneisen und zum kleineren Teile Kreittonit. Wegen der geringen Reinheit wurde von einer vollständigen Analyse abgesehen und bloß der Gehalt an Titan bestimmt. Er betrug 1,97%.

#### D. Zinkblende.

Wie die meisten sulfidischen Mineralien ist auch die Zinkblende am Silberberg nicht kristallisiert, sondern bloß derb bekannt. Ihr Vorkommen tritt gegenüber den mächtigen Kiesmassen außerordentlich zurück, wenn es auch nach Magnet- und Schwefelkies das bedeutendste ist.

Die Zinkblende ist den Kiesen beigemischt seltener als feine Einsprengung, häufiger in großblättrigen Nestern. Die größte Verbreitung erlangt sie als körnig ausgebildetes, oft scharf markiertes Salband der Erzkörper gegen das Nebengestein. Von allen Erzen schied sich die Blende wohl zuerst aus, bedeckte die Felswände und hüllte die losgebrochenen Gesteinsstücke ein, so daß Ringel- oder Kokarden-erze entstehen konnten. Sie tritt deshalb dort häufiger auf, wo die Kiese vom Gestein eingezwängt werden — bei der Absätzigkeit der Erzführung keine allzu seltene Erscheinung —, so daß die Zinkblende vom Bergmann als „Erzräuber“ bezeichnet wird im Gegensatz zum grünen Feldspat, dem „höflichen Gestein“. Der Bau des Kieslagers erhält durch die schmalen Zinkblendesalbänder eine Andeutung von bilateraler Symmetrie (95. 363). Wo das Nebengestein der Erze tonerereiche Silikate, wie Feldspat führt, findet sich als Ersatz des Blendesalblandes ein solches von Zinkspinnell (Kreittonit). Man trifft die Zinkblende auch zuweilen im Nebengestein an, jedoch nie zusammen mit Feldspat, sondern nur mit Quarz, ein Beweis für die schon besprochene Bildung des Zinkspinnells aus der Blende.

Die am Silberberg brechende Zinkblende ist stets von dunkler Farbe, braunschwarz bis schwarz,<sup>1)</sup> was sie, besonders bei dichter Ausbildung, dem Kreittonit sehr ähnlich aussehen läßt. Ist sie aber im Bruch grobblättrig, so wird die Unterscheidung vom Bleiglanz oft schwierig wegen ihres starken, fast metallischen Glanzes. Der Strich ist braun bis schwarzbraun, das spezifische Gewicht nach THIEL (76. 6) 4,025.

THIEL, der diese Zinkblende zuerst quantitativ untersuchte (I), fand einen kleinen Gehalt an Kadmium, den schon GÜMBEL (52. 253) vermutet hatte, weil er in der Vitriolmutterlauge Kadmium hatte nachweisen können. Durch meine Analyse findet sich dies bestätigt (II). Die von mir analysierte Probe war von großblättrigem Bruche und hatte nach einer Bestimmung von Herrn Landesgeologen A. SCHWAGER ein spezifisches Gewicht von 4,007.

<sup>1)</sup> Der schon erwähnte Einschluß im Kreittonit, den ich wegen des auffallend starken Glanzes für Zinkblende halte, ist heller braun gefärbt.

	I.	II.
Zn	55,89	55,02
Fe	11,05	11,99
Cd	0,30	0,22
S	32,63	32,92
	99,87	100,15

Zur Bestimmung von Schwefel, Eisen und Zink wurde  $\frac{1}{2}$  g Zinkblende in Salzsäure, welcher Brom zugefügt worden war, gelöst. Mit Bariumchlorid wurde die Schwefelsäure gefällt; das Filtrat nach Neutralisation mit Natriumazetat gekocht und nach der Abscheidung des Eisens das Zink durch Schwefelwasserstoff gefällt. Das Kadmium wurde aus einer Lösung von fast 5 g Blende mit Schwefelwasserstoff gefällt, in Salpetersäure gelöst und mit Kaliumkarbonat wieder abgeschieden.

THIEL berechnet aus seiner Analyse, daß die Zinkblende, vom Kadmiumgehalt abgesehen, aus einer Mischung von 22 ZnS und 5 FeS bestehe; meine Analyse entspricht so ziemlich der allgemeinen Formel (Zn, Fe, Cd)S. Auffällig ist der hohe Eisengehalt, dem das Mineral die dunkle Farbe dankt und der die Bezeichnung Eisenblende rechtfertigt.

Die Menge der Förderung ist zu gering, als daß sie den Betrieb beeinflussen könnte; die Zinkblende wird mit den Kiesen zusammen der Verwitterung überlassen.

### E. Karinthin.

Vom Silberberg sind schon verschiedene Hornblendemineralien bekannt. BISCHOF führt eine basaltische und eine andere Hornblende von Bodenmais an (34. 871). Ein weiteres zur Hornblendegruppe gehöriges Mineral, das wegen seines bronzitähnlichen Glanzes bald als Hypersthen, bald als Anthophyllit angesprochen wurde, beschreibt GÜMBEL (52. 242). Es kommt in großen Ausscheidungen auf dem Kieslager des Silberbergs vor, aufs innigste mit Schwefelkies durchwachsen, so daß es nicht möglich war, reine Stückchen zu gewinnen, welche zur Analyse oder auch nur zur Bestimmung der Dichte hätten verwendet werden können. Es bricht in feinfasrig-strahligen Aggregaten und hat abwechselnd eine weißliche, grünlich graue und bronzefarbene Farbe mit einem seidenartigen Schimmer. Infolge des Umstandes, daß das Mineral in Strahlstein übergeht, glaubt GÜMBEL es für strahlige Hornblende oder Aktinolith halten zu dürfen, um so mehr als lichtgrüner Strahlstein in feinfaserigen büscheligen Aggregaten auf der Kieslagerstätte sich findet (Gottesgabegrube, Wolfgangstollen und Gieshübelgrube). An letzterwähnten Fundstellen bricht der Strahlstein im innigen Gemenge mit Kalkspat, Zinkblende und kleinen Partien von violetter Flußspat. — Für eine braune, als Anthophyllit angesehene Hornblende wies WEINSCHENK (85. 193) die Zugehörigkeit zur gemeinen Hornblende nach. Bei diesem braunen Amphibol lassen sich Übergänge in grüne Hornblende beobachten, ein Prozeß, der nach WEINSCHENK der Uralitisierung der Augite parallel läuft.

Die als Strahlstein bezeichnete Hornblende aus der geognostischen Sammlung des Kgl. Oberbergamts bildet strahlig-faserige Aggregate von dunkelgrüner Farbe, welche mit Magnetkies verwachsen sind. Der Strich ist graugrün. Unter dem Mikroskop lassen sich neben der Hornblende noch Epidot und Biotit erkennen. Die Hornblendefasern zeigen kräftigen Pleochroismus; der der Längsrichtung zunächst schwingende Strahl hat die für den Karinthin charakteristische blaugrüne Farbe,<sup>1)</sup> 1 zur Faserung gelblich bis gelbgrün. Die Auslöschungsschiefe wurde gemessen zu 15—18°; nach TSCHERMAK beträgt sie für den Karinthin 17° (103. 235).

<sup>1)</sup> E. WEINSCHENK: Die gesteinsbildenden Mineralien. 1901. 106.

Der Karinthin ist durchwachsen von Epidot, in welchen die Hornblende überzugehen scheint; denn häufig nehmen die Karinthinfasern in der Nähe der Epidotkörner anomale tiefe Interferenzfarben an. Ebenfalls in die Karinthinbüschel eingelagert finden sich Biotitfasern, die der Hornblende recht ähnlich sehen: Pleochroismus von blaugrün zu strohgelb. Sie zeigen gute Spaltbarkeit, aber im Gegensatz zur Hornblende stets gerade Auslöschung. Ich glaube, daß der Biotit in Umwandlung zu Hornblende begriffen ist. Darum auch manchmal die gesunkenen Interferenzfarben vom Biotit und die Beeinflussung von Epidot. In der Nähe des Magnetkieses ist die Karinthinhornblende zu chloritartiger, gering doppelbrechender Substanz zersetzt.

## II. Teil. Gesteine.

### A. Cordierithornfels (Dichroitgneis).

Bodenmais bildet ungefähr den Mittelpunkt der Verbreitung des GÜMBEL'schen Dichroitgneises im Bayerischen Walde. Am Silberberg gehören nur die höchsten, stark gefalteten Schichten dem Dichroitgneis an; südlich wird dieser von grauem Granit unterteuft, und stets nahe der Grenze der beiden Gesteine, aber innerhalb des Gneises, sind die linsenförmigen bis lagerartigen Erzkörper eingeschaltet, als ein Beispiel jener weitverbreiteten Gruppe der Fahlbänder.

Der Dichroitgneis, das Nebengestein der Erze, stellt einen wichtigen Horizont des jüngeren oder herzynischen Gneisstockwerks GÜMBEL'S dar. Er „schließt sich dem allgemeinen Habitus nach zunächst an den Körnel- oder Schuppengneis an, in welche er auch streichend zu verlaufen pflegt. Als Typus dieser Gneisvarietät ist ein körnigstreifiges Gestein zu betrachten, welches aus wechselnden Lagen von körnigen, an Feldspat und Quarz reichen Streifen und von streifig schuppigen, glimmerreichen Lamellen zusammengesetzt und seltener als eine ziemlich gleichförmig gemengte mittelkörnige granitartige Felsart entwickelt ist. Den wesentlichen Gemengteilen des Gneises gesellen sich bei dieser Varietät in putzen- oder knollenartigen, selten vollkommen auskristallisierten Partien, welche ganz nach Art des Quarzes auftreten, der Dichroit in fast steter Begleitung von Almandin (Granat) und einem aspiolithartigen Mineral oder von den diesem verwandten Mineralien bei“. (52. 237.) Die wesentlichen Gemengteile bilden Feldspat (überwiegend Orthoklas), Biotit, Muskovit und Quarz.

Zu ganz anderer Anschauung der petrographischen Verhältnisse gelangte E. WEINSCHENK durch seine eingehenden Studien der Aufschlüsse am Silberberg.<sup>1)</sup> GÜMBEL war entgangen, daß der Feldspat dem Gneis selbst gar nicht eigen war, sondern den Apophysen des Granits, welche das kristalline Schiefergestein durchschwärmen, entstammte. Ein solches Gestein, dem der Feldspat ganz fehlt oder aber nur als akzessorischer Gemengteil angehört, fällt nicht mehr unter den petrographischen Begriff „Gneis“ im weitesten Umfange. Noch weniger kann es Anspruch erheben auf die Bezeichnung „Gneis“ im geologischen Sinne des Wortes, da das hier in Betracht kommende Gestein sicher kein Bestandteil des sogen. Urgebirges, der Erstarrungskruste der Erde, ist, sondern ein durch Kontaktmetamorphose umgewandelter Tonschiefer, dessen geologisches Alter höchst wahrscheinlich nicht älter als postkambrisch angesehen werden darf. Zu den von H. ROSENBUSCH aufgestellten Typen der Ortho- und Paragneise hat das Gestein keine Beziehungen,

<sup>1)</sup> Siehe Literatur-Übersicht.

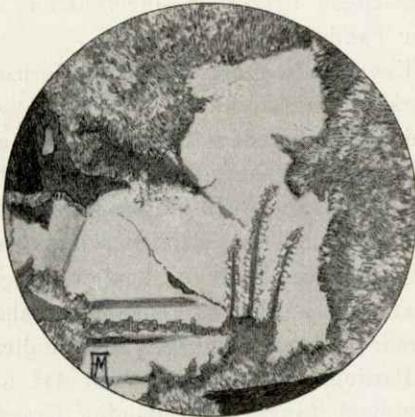
und E. WEINSCHENK hält es für viel zweckmässiger, für alle diese Bildungen von dem Namen „Gneis“ abzusehen und diese Gesteine einfach als von Granit injizierte Hornfelse zu bezeichnen.

Auf die ausführliche Darstellung der geologischen wie petrographischen Verhältnisse der Kieslagerstätte am Silberberg, welche der vorgenannte Autor in den in der Literatur-Übersicht aufgeführten Arbeiten gibt, sei hier verwiesen. Anschließend an die petrographisch-mikroskopische Beschreibung des Cordierit-Hornfelses (95. 368) sei es mir gestattet, eigene Beobachtungen beizufügen, welche als Ergänzung der mikroskopischen Untersuchung dienen mögen.

Als Hauptgemengteile des Gesteins erscheinen Quarz, Cordierit, daneben Glimmer und Sillimanit. Gelegentlich ist die Entscheidung, ob man es in der Hauptsache mit Quarz oder mit Cordierit zu tun habe, nicht leicht zu treffen; besonders, wenn es sich um farblose Körner handelt, welche keine Umwandlung zu glimmeriger Substanz zeigen. Doch verrät den Cordierit oft der Umstand, daß er weniger häufig in Auslöschstellung gelangt als der Quarz, und in den meisten Fällen liefert die Untersuchung bei konvergentem Lichte, auch wenn das Mineral nur den Austritt einer Achse zeigt, mit Hilfe der BECKE'schen Methode<sup>1)</sup> eine ein-

wandfreie Bestimmung. Kataklasstruktur war nirgend am Quarz wahrzunehmen, dagegen in der Nähe der Erze öfter undulöse Auslöschung.

Wie den Quarz so durchziehen auch den Cordierit Schwärme von Sillimanit, geknickt und gefaltet, als einziger Ausdruck der ursprünglichen Schichtung. Nach den Beobachtungen E. WEINSCHENKS (95. 373 u. 398) ist, so häufig auch die Umwandlung des Cordierits in den granitischen Lagen auftritt, eine Zersetzung des körnigen Cordierits der Schiefer selbst an stark verwitterten Stellen niemals zu Pinitaggregaten zu bemerken. „Die Umwandlung des Cordierit in Pinit erweist sich dadurch als kein Produkt der atmosphärischen Verwitterung, sondern vielmehr als eine Erscheinung, welche



Figur 2.  
Zersetzter Cordierit  
im Cordierit-Hornfels des Silberbergs.

Vergrößerung  $\frac{100}{1}$ .

Links oben und rechts unten dunkel gestellter Biotit.

offenbar mit den vulkanischen Prozessen selbst zusammenhängt.“ Dieselbe Wahrnehmung, daß der Cordierit in den Graniten zersetzt, in den Hornfelsen dagegen unversehrt sei, macht auch LUCZIKY<sup>2)</sup> in den Kösseiner Gesteinen.

Meine Untersuchungen können dies nicht bestätigen; im Gegenteil fand ich den formlosen Cordierit des Hornfelses häufig umgewandelt. Figur 2 zeigt einen solchen in Umbildung begriffen. Die Zersetzung schreitet von außen nach innen vor und bevorzugt besonders Risse und Sprünge. Zuweilen hat es den Anschein, als ob diese Sprünge Spaltrisse wären, die parallel verlaufen, aber abge-

<sup>1)</sup> F. BECKE; II. Opt. Untersuchungsmethoden. Abh. d. Wiener Akad. d. Wiss. Bd. LXX. 1904. S. 26. S. a. H. ROSENBUSCH und E. A. WÜLFING; Mikr. Physiographie. I. Bd. I. 1904. S. 335.

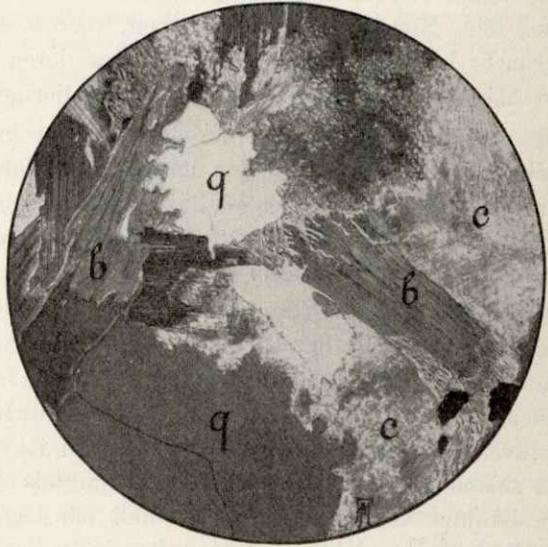
<sup>2)</sup> W. LUCZIKY; Der Granit von Kösseiner im Fichtelgebirge und seine Einschlüsse. Tschermaks min. u. petr. Mitteilg. 1905. 24. Bd. S. 345.

sehen davon, daß in den Hornfelsen der Cordierit ohne Andeutung einer Kristallform ausgebildet ist, gehen die Risse in derselben Richtung durch Biotit und Muskovit hindurch, ja lassen sich in dem so spröden Granat noch verfolgen.

Eine seltsame Ausbildung zeigt manchmal der Biotit. Die braunen Blättchen weisen dann am Rande eine skelettartige Form auf, ähnlich dem *quartz vermiculé*, besonders gerne; wo sie an Quarz angrenzen. Diese mikropegmatitische Verwachsung, die sich so herausbildet, wenn Biotit und Quarz aller Wahrscheinlichkeit nach gleichzeitig auskristallisierten, findet sich nicht nur bei diesen zwei Mineralen, wie sie E. WEINSCHENK (95. 375) und W. LUCZIZKY<sup>1)</sup> schon beschrieb, sondern auch bei Biotit und Cordierit (Figur 3). Die gleichzeitige Ausscheidung als Ursache dieser Struktur sehen auch H. HIRSCH<sup>2)</sup> (bei Orthoklas und Glimmer, Quarz und Hypersthen) und L. DUPARC<sup>3)</sup> an (bei mikropegmatitischer Verwachsung von Spinell und Hypersthen, Feldspat und Hypersthen oder Augit).

Der Biotit ist meist nelkenbraun || der Spaltbarkeit, braungelb bis farblos ⊥ dazu. Zuweilen trifft man auch rubellanartigen Glimmer. Ein Dünnschliff des Gesteins in der Nähe des Erzes zeigt Cordierit, Biotit und Magnetkies in gegenseitiger Durchdringung. Der Cordierit ist in die

bekanntem glimmerigen Substanzen umgewandelt; ab und zu begegnet man kleinen, häufig gerundeten Resten von frischem Cordierit. Zirkoneinschlüsse mit schmutzgrünen pleochroitischen Höfen sind sehr häufig. An Menge herrscht der Cordierit vor, einer Grundmasse gleich umfließt er im Schliff die beiden anderen Gemengteile. Zuweilen beobachtet man Schwärme von Fibrolithen (Sillimanitnadeln). Der Biotit, tiefrotbraun || der Spaltbarkeit, strohgelt ⊥ dazu, tritt, da er den Cordierit nach allen Richtungen durchwächst, in den merkwürdigsten lappigen Gebilden auf. Er ist reich an Einschlüssen von Zirkon mit nelkenbraunen Höfen. Kleine Glimmerpartikelchen sind fast stets abgerundet, oft bis zu kreisförmigen Gebilden. Der Biotit erscheint stets optisch einachsigt. An Stellen beginnender Ausbleichung ist er außerordentlich reich an Ausscheidungen von feinsten Rutilmikrolithen, die sich häufig zu einem wirren Filz vereinigen. Diese Ausbleichung und intensive Titanausscheidung tritt besonders dort im Biotit ein, wo er an Magnetkies grenzt oder in denselben eingewachsen ist. Zeigen die parallel der Spaltbarkeit angeschnittenen (im Schliff bedeutend häufigeren) Biotite stets die Rutilausscheidung, so ist dies



Figur 3.

c = zersetzter Cordierit. q = Quarz. b = Biotit von Quarz, insbesondere von Cordierit wurmförmig durchwachsen.  
Cordierit-Hornfels vom Silberberg. Vergrößerung  $\frac{51}{1}$ .

<sup>1)</sup> W. LUCZIZKY: loc. cit. S. 348.

<sup>2)</sup> H. HIRSCH: Beiträge z. Kenntnis d. gesteinsbildenden Biotite etc. Zürich. Inaug.-Diss. 1901

<sup>3)</sup> L. DUPARC et F. PEARCE: Recherches pétrographiques sur l'Oural. Genève 1905. S. 4.

an den Schnitten 1 hiezu häufig nicht wahrzunehmen. Diese Nadelbildung scheint demnach besonders gern nur nach einer Richtung, der Spaltbarkeit zu erfolgen. Das Erz zeigt die besondere Eigenschaft, daß seine lappigen Konturen schartig sind und wie angefressen aussehen, jedoch nur, wo sie an Cordierit grenzen oder an dessen Zersetzungsprodukte. Zugleich finden sich die leicht gelblich getönten Glimmerschüppchen des umgewandelten Cordierits um das Erz herum ausgebleicht. Die Doppelbrechung in dieser Zone kann hierbei auf Null sinken. Dieses Verhalten des Erzes, zusammen mit der ausbleichenden Einwirkung auf den Glimmer könnte die Folge einer Oxydation des Magnetkieses und einer möglichen Bildung von Schwefelsäure sein. Nicht selten sind Erzkörner, wenn sie von Cordierit allseitig umgeben sind, nur mehr lose maschenartige Gebilde, aus deren Maschen eine glimmerige Substanz von höheren Interferenzfarben als die Cordieritglimmerumgebung herausleuchtet.

Gegen den Biotit tritt der Muskovit sehr zurück. Sekundäre Bildung von Kaliglimmer, kenntlich an der starken Doppelbrechung, zeigt Figur 3 an dem in der Mitte des Gesichtsfeldes links befindlichen dunkelgestellten Biotitblättchen, ebenso an dem schief von den Erzkörnern rechts unten bis in die Bildmitte ziehenden Biotitindividuum.

Der Sillimanit, dessen Stränge in den Hornfelsen bisweilen so dicht werden können, daß gegen ihn Quarz und Cordierit zurücktreten, fehlt nach den Beobachtungen E. WEINSCHENKS (95. 377) unter den im Erz eingeschlossenen Mineralien, und an seiner Stelle tritt äußerst selten Andalusit auf, von dem er durch den positiven optischen Charakter unterschieden ist. Als ich eine Trennung des Erzes von seinen mineralischen Einschlüssen mittels Azetylentetraubromid vornahm, fand ich darunter auch den Sillimanit und ich begegnete ihm wieder in den Dünnschliffen, wo er nicht nur treppenförmig in das Erz hineinragte, sondern in demselben auch eingeschlossen war, so daß der Durchschnitt oft wie zerhackt aussah infolge der scharfen Konturen der Sillimanitnadeln.

Den Cordierit ersetzt oft in den Hornfelsen der Almandin in Körnern oder Ringen, aber wie die Hauptgemengteile alle ohne kristallographische Begrenzung. E. WEINSCHENK (95. 377) erwähnt als besonders auffallende Erscheinung, daß die den Hornfels durchsetzenden Schnüre von Sillimanit in der Nachbarschaft des Granates plötzlich absetzen und eine vorherrschend aus Quarz bestehende einschlußarme Zone um denselben freilassen. Ich konnte diese Wahrnehmung ebenfalls machen, nur bestand der einschlußarme Ring um den Granat statt aus Quarz aus Cordierit oder auch ganz aus seinen Zersetzungsprodukten. Überschritten dann auch an wenigen Stellen die Sillimanitzüge diesen Ring, so drangen sie doch nie bis in die Mitte des Granat vor, sondern hielten sich immer nur am Rande desselben. Der Grund dieser Erscheinung dürfte vielleicht darin liegen, daß sich der Granat etwas früher ausgeschieden hat als Quarz und Cordierit; daß er wenigstens teilweise vor diesen beiden Mineralien verfestigt war, ersieht man daraus, daß er zuweilen zerbrochen und zerbröckelt zwischen ihnen sich vorfindet. Immer zeigt er Risse und Sprünge, auf denen dann schwache Doppelbrechung zu beobachten ist. Einschlüsse beherbergt er sehr häufig, insbesondere Biotit, Quarz und Zinkspinell,<sup>1)</sup> Sillimanit und auch wie der Cordierit Flüssigkeitseinschlüsse. Ab und zu sind Biotitlamellen in maleischem Gewirr um Granat angeordnet. Ein Schliff zeigt ein großes Granatkorn,

<sup>1)</sup> H. ROSENBUSCH erwähnt in diesem Granat Einschlüsse von Pleonast, doch dürfte es sich hier um den Zinkspinell handeln. Unter dem Mikroskop sind beide nicht zu unterscheiden.

dessen Kern rotgefärbt ist, soweit er mit zahlreichen Erzstäubchen übersät erscheint; der Rand hingegen, der davon frei ist, ist farblos.

Ein Dünnschliff läßt besonders schön zwei Lagen „Gneis“ erkennen, welche mit zwei Lagen injiziertem Granit abwechseln. Der Granit besteht vorzugsweise aus Quarz und Orthoklas, gegen deren Menge Biotit und Plagioklas zurücktreten. Die Struktur ist ausgesprochene Pflasterstruktur. Am Kontakt mit dem Schiefer kommt zuweilen Cordierit hinzu. Die „Gneis“lagen zeigen deutliche Schieferung vor allem durch die Anordnung des Biotits, durch die Schwärme von Sillimanitprismen, welche den Quarz und Cordierit durchziehen und durch die grünen, isotropen Körner von Spinell, die den Kontakt mit dem Granit ständig begleiten. Der Biotit ist II der Spaltbarkeit nelkenbraun, I dazu strohgelb bis bräunlichgelb; der Cordierit hat häufig die bekannten gelben pleochroitischen Höfe um Zirkon und ab und zu Zwillingslamellierung. Die Spinellkörner sind unregelmäßige Gebilde, ohne Andeutung einer Kristallform, mit regellosen Rissen. Einen weiteren Gemengteil des „Gneises“ bildet der Granat in ziemlich großen blaßroten Körnern, die fast stets von zahllosen Sprüngen durchzogen sind. Erz findet sich nur in sehr geringer Menge.

Zum Schlusse sei noch auf die Arbeit RUDOLF HANDMANN'S hingewiesen (99), der die Cordieritgesteine des Kührenberger Waldes bei Linz mit dem Vorkommen von Bodenmais vergleicht. Seine Untersuchungen führen ihn zu dem Schluß, daß die Gesteine von Linz mit denen vom Silberberg bei Bodenmais in der Hauptsache übereinstimmen. Als augenfälligster Unterschied wird hervorgehoben, daß die Gesteine vom Silberberg reich an Erzen sind, die Linzer Gesteine hingegen nur Spuren von Erzen aufweisen, an ihrer Stelle aber mitunter einen bedeutenden Graphitgehalt führen, der am Silberberg wohl auch, aber nur als Seltenheit anzutreffen ist. Durch die Betrachtung der petrographischen und geologischen Verhältnisse im Kührenberger Wald sieht sich auch HANDMANN zu der Anschauung gedrängt, daß man es hier mit einem von Granit umschlossenen und mehr oder weniger durchbrochenen Schichtenkomplex zu tun habe, dessen Schollen infolge der vulkanischen Tätigkeit und des Kontaktes mit glutflüssigen Granitmassen, wenigstens zum Teil zu hornfelsartigen Gesteinen umgewandelt wurden, daß somit die betreffenden Gesteine für metamorphe Kontaktgesteine zu erklären sind. „Die Cordieritgesteine des Kührenberger Waldes sind somit keine Gneise, sondern gemäß ihrer Entstehung Hornfelsbildungen.“

Trotz dieser Ergebnisse geologisch-petrographischer Forschungen bei den Cordieritgesteinen von Bodenmais und Linz dürfte wohl von einer geognostischen Neuaufnahme des ostbayerischen Urgebirges ein wesentlich neues Bild doch bloß in dem Maße erwartet werden, als auch die Zahl der Aufschlüsse frischen Gesteins in diesem Gebiete zunimmt.

## B. Hornblendebiotitgabbro.

Der intensive Bergbau, welcher das Innere des Silberbergs an zahlreichen Stellen prächtig erschließt, hat wohl vereinzelte Vorkommnisse von basischen Eruptivgesteinen zu Tage gefördert, doch scheinen dieselben im geologischen Aufbau nirgend besonders hervortreten zu wollen. Im allgemeinen sind es Plagioklas-Augitgesteine, die dem Gabbro nahe stehen.<sup>1)</sup> Selten kommt ein Gehalt an brauner Hornblende hinzu, welche Gesteine E. WEINSCHENK<sup>2)</sup> als „Bojite“ beschrieben hat. Nach dem-

<sup>1)</sup> Ein größeres Gabbrovorkommen findet sich erst in der weiteren Umgebung des Silberbergs im Norden. Vgl. Das Gabbromassiv im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. W. BERGT. Sitzber. d. K. pr. Ak. d. Wiss. 1905. 395.

<sup>2)</sup> E. WEINSCHENK: Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. I. Die Graphitlagerstätten d. bayr.-böhm. Grenzgebirges. Habilitationsschrift. München 1897. S. 33. (Abh. d. Ak. d. Wiss. II. Cl. XIX. Bd. II. Abt. S. 541.)

selben Autor findet sich sogar ein vereinzelt Vorkommen von eigentlichem Diabas am Silberberg.

Das der vorliegenden Untersuchung zu Grunde gelegte Gestein stammt aus dem Neubaustollen. Es ist mittel- bis feinkörnig und läßt mit freiem Auge außer dunklem Glimmer noch größere grünliche bis bräunliche, asbestartig schillernde Einsprenglinge erkennen und wenig Feldspat.

Unter dem Mikroskop zeigen sich als Hauptgemengteile des Gesteins braune Hornblende, daneben Biotit und in etwas geringerer Menge farbloser Augit und Plagioklas. An akzessorischen Bestandteilen sind anzuführen Schwefelkies und Magnetkies. Die Struktur des Gesteins ist die allotriomorphe der Gabbros,

wenn man von den einsprenglingsartigen Gebilden von brauner Hornblende absieht, welche so groß sind, daß sie selbst bei schwächster Vergrößerung das ganze Gesichtsfeld einnehmen.

Der charakteristischste wie der Menge nach bedeutendste Gemengteil des Gesteins ist die braune Hornblende mit denselben Eigenschaften wie der von E. WEINSCHENK als braune Hornblende (85. 160) beschriebene Amphibol. Sie hat nur schwache Absorption. In den kleineren Körnern, wo das Mineral zuweilen Neigung zu kristallographischer Umgrenzung zeigt, ist die bezeichnende Spaltbarkeit nach dem Prisma von  $124^{\circ}$  meist schön zu sehen. Während diese Körner frisch erscheinen, sind



Figur 4.

Hornblendebiotitgabbro vom Silberberg.

h = Hornblende, b = primärer Biotit, b' = sekundärer Biotit.

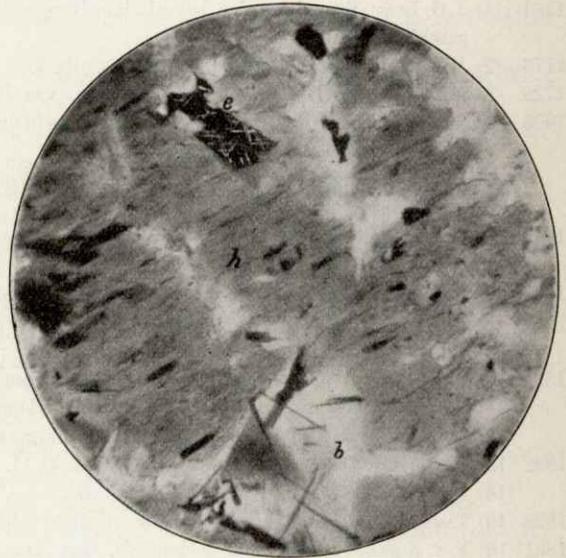
Vergrößerung  $\frac{52}{1}$ . Nicols +.

die großen Einsprenglinge stark in Zersetzung begriffen. Zahlreiche Biotitblättchen von mikroskopisch oft ansehnlicher Größe, selten auch Augitsäulen und kristallographisch begrenzter Amphibol sind regellos in diese großen Hornblendeindividuen eingeschlossen nach Art der poikilitischen Struktur. Von den Biotitlamellen aus beginnt die Zersetzung der Hornblende. Das erste Produkt sind braune dunkle Flecken von Biotit, welcher durch einen sehr geringen Achsenwinkel beinahe als einachsrig erscheint und gleichzeitig scheidet sich die Titansäure der Hornblende inmeist sagenitartigen Aggregaten von lichtgelben Rutilnadeln aus (Fig. 5). Doch bleibt die Umwandlung hierbei nicht stehen, sondern ergreift weiterhin diesen sekundären Biotit und bleicht ihn bis zu völliger Farblosigkeit aus. Als letztes Produkt erscheint dann noch hin und wieder Cordierit und Quarz, welche durch Rutilnadeln verbunden, ihre Herkunft deutlich erkennen lassen. Der Titangehalt der Hornblende scheidet sich außer bei der Umwandlung in Biotit auch gerne in fiederförmig gestellten dunklen Rutilnadelchen aus, deren Hauptachse den Spaltrissen der Hornblende parallel laufen.<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Vgl. die ähnliche Erscheinung bei M. SCHUSTER: Petrographische Bemerkungen zum Granit von Köseim im Fichtelgebirge Fig. 3. S. 138 d. Geogn. Jahreshfte XX.

Von der hellbräunlichen Hornblende ist meist schwer zu unterscheiden der Augit, bei welchem die charakteristische Spaltbarkeit nicht allzuhäufig zu sehen ist. Andeutung einer Kristallform zeigen nur die in die Hornblende eingeschlossenen Individuen. In der Regel führt bloß die hellere Farbe gegenüber der Hornblende dazu, in dem Mineral Augit zu vermuten; aber erst durch Bestimmung des optischen Charakters kann das Mineral dann als Augit sicher erkannt werden. Er ist in viel geringerer Menge vorhanden als die Hornblende und kommt nicht in solch großen Einsprenglingen vor wie diese letztere. Eine Umwandlung dieses diallagartigen Augits in Uralit konnte nicht wahrgenommen werden.

Der Biotit hat fast die braunrote Farbe des Rubellans mit vollständiger Absorption des Strahls parallel der Spaltbarkeit. Wo er primärer Bestandteil ist, zeigt er eine ähnliche Umwandlung wie jener sekundär aus Hornblende gebildete. Er erscheint dann auch häufig ausgebleicht, wobei er sich mit einem Saum von Erz umgibt. Dieser schmale Saum von Erz ist bald schwarz und opak, bald rötlich durchscheinend. An manchen Stellen dringt er in den Kern des Biotits vor und ersetzt ihn sogar, so daß förmlich Pseudomorphosen nach dem dunklen Glimmer entstehen. Das Erz enthält dann außerordentlich gerne Rutilnadelchen, die, sich unter einem Winkel von  $60^{\circ}$  kreuzend, mit ihrer lichtgelben Farbe von dem meist dunklen Erz sich deutlich abheben. Bei dem in die braune Hornblende eingeschlossenen Biotit ist die Ausbleichung mit einer häufigen Ausscheidung von faserigem Calcit (Faserachse parallel Längsachse der Lamellen) und Quarz verbunden.<sup>1)</sup>



Figur 5.

Hornblendebiotitgabbro vom Silberberg.

h = Hornblende, b = sekundärer Biotit, zum Teil ausgebleicht, e = Erz mit Rutileinschlüssen.

Vergrößerung  $\frac{100}{1}$ .

Der letzte wesentliche Gemengteil des Gabbros, der Plagioklas, hat immer Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz; Plagioklase ohne solche Struktur wurden nicht beobachtet. Seine Menge

erreicht bei weitem nicht die der Hornblende, noch weniger die aller basischen Gemengteile zusammen. Die Bestimmung wird durch die meist enge Lamellierung sehr erschwert; ein Schnitt  $\perp a$  ergab einen Oligoklas-Andesin. Er ist fast immer angegriffen unter Bildung von Muskovit, selten frisch.

Ein Mineral bleibt noch zu erwähnen, welches sich stellenweise in beträchtlicher Menge vorfindet, aber stets deutlich als ein dem Gestein fremder Bestandteil zu erkennen ist, der Cordierit. Er dringt auf Spalten und Rissen in den Gabbro ein, füllt die Lücken aus und löst einzelne Bruchstücke der Hornblende los, die dann abgerundet im Cordierit zu schwimmen scheinen. Hier zeigt der Cordierit

<sup>1)</sup> Vgl. H. ROSENBUSCH: Mikrosk. Physiographie der Mineralien u. Gesteine. Massengesteine. S. 49.

auch Zwillingslamellierung, die ihn dem Plagioklas ähnlich macht. Die braune Hornblende erscheint durch das Eindringen des Cordierits zuweilen in hellgrüne faserige umgewandelt (Tremolit?) und bildet mit Erz und den grünlichen Zersetzungsprodukten des Cordierits oft eine solch wirres Gemengsel, daß es äußerst schwierig wird, die einzelnen Bestandteile herauszulösen. Immerhin scheint die Kraft, welche den Cordierit in den Gabbro preßte, keine allzugroße mehr gewesen zu sein.

## Literatur-Übersicht

über die Kieslagerstätte am Silberberg bei Bodenmais.

- 1764 (1) J. G. LORI: Sammlung des bayerischen Bergrechtes mit einer Einleitung in die Bergrechtsgeschichte. München.
- 1776 (2) WALCH: Leucosapphiri von Bodenmais. St. 7. S. 201 (QUENSTEDT Mineralogie. 1877. S. 329).
- 1729 (3) MATTH. FLURL: Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz.
- 1805 (4) MATTH. FLURL: Über die Gebirgsformationen in den dermaligen Churpfalz-baierischen Staaten. Abh. d. b. Ak. d. Wiss. München.
- (5) BLUMENBACH: Blauer Quarz von Bodenmais. VOIGTS Magazin für den neuesten Zustand der Naturkunde. 9. Bd. III. St. S. 210.
- 1809 (6) v. VOITH: Blauer Quarz von Bodenmais. MOLLS neue Jahrbücher der Berg- und Hüttenkunde. Nürnberg. S. 65 u. 67.
- 1818 (7) BREITHAUP: Peliom von Bodenmais. HOFFMANNS Mineralogie 4 b. 117.
- 1819 (8) BRANDES: Analyse des Bodenmaiser Pelioms. SCHWEIGG. Journ. 26, 90; 27, 396.
- (9) STROMEYER: Cordierit von Bodenmais. Göttingen. Gel. Anz. 1897.
- 1821 (10) STROMEYER: Untersuchungen über die Mischung der Mineralkörper. 329.
- (11) K. C. v. LEONHARD: Cordierit- und Peliomvorkommen. Oryktogn. 420.
- (12) CH. KEFERSTEIN: Teutschland geogn. geol. dargest. Weimar.
- 1822 (13) HAÜY: Cordierit und Peliom. Mineralogie 3. 11.
- (14) H. ROSE: Magnetkies von Bodenmais. GILBERTS Annal. 72. 189.
- 1828 (15) TAMNAU: Cordierit von Bodenmais. POGG. Annal. 12. 495.
- 1831 (16) F. v. KOBELL: Spinell von Bodenmais. LEONHARDS Jahrb. 2. 128.
- 1832 (17) BREITHAUP: Cordierit von Bodenmais. Charakt. Min.-Syst. 180.
- 1838 (18) LÉVY: Descr. coll. Heuland 2. 150.
- 1840 (19) GRAF SCHAFFGOTSCH: Magnetkies von Bodenmais. POGG. Ann. 50.
- 1845 (20) HAIDINGER: Cordierit von Bodenmais. POGG. Ann. 65. 13.
- 1846 (21) GRUEBER und MÜLLER: Der bayerische Wald (Böhmerwald), Regensburg.
- (22) HAIDINGER: Cordierit von Bodenmais. POGG. Ann. 67. 441.
- 1847 (23) HAUSMANN: Cordierit von Bodenmais. Mineralogie. 554.
- (24) HAIDINGER: Cordierit von Bodenmais. Abhandl. d. Kgl. böhm. Ges. d. Wiss. Prag. V. Folge. Bd. 4. 13.
- (25) BLUM: Pseudomorphosen: 1. Nachtr. 35.
- 1848 (26) F. v. KOBELL: Über Kreittonit, einen neuen Spinell von Bodenmais, nebst einige Bemerk. über d. Mineralspezies mit vicarirenden Mischungsteilen. Journ. prakt. Chemie. 44. 99.
- (27) HEINRICH ROSE: Magnetkies von Bodenmais. Bericht d. Kgl. Akad. Berlin u. ERDMANNS Journal. II. 9 u. 10.
- 1849 (28) KERNST: Analyse des Felsits von Bodenmais. ERDM. u. MARCH. Journ. 43. 207. Ref. LEONH. Jahrb. 712.
- (29) GUSTAV ROSE: Über Magnetkies. POGG. Ann. 74. 295.
- 1851 (30) L. WINEBERGER: Versuch einer geognostischen Beschreibung d. bayerischen Waldgebirges und Neuburger Waldes. Passau.
- 1852 (31) MILLER: Cordierit von Bodenmais. PHILIPS Min. 325.

- 1853 (32) HAUSMANN: Brauneisenerzpsedomorphose vom Silberberg bei Bodenmais. Ges. Wiss. Göttingen. 28. Febr. 3. 33.  
 (33) KOKSCHAROW: Materialien zur Mineralogie Rußlands. 1853—1875. Petersburg.
- 1854 (34) G. BISCHOF: Lehrb. d. chem. u. phys. Geologie. II. Bd. Basaltische Hornblende von Bodenmais. 871.
- 1855 (35) A. BESNARD: Die Mineralien Bayerns nach ihren Fundstätten.
- 1856 (36) KENNGOTT: Ficitit von Bodenmais. Min. Notizen XI. 22.  
 (37) VOGEL u. REISCHAUER: Titaneisen von Bodenmais. Chem. Jahresb. 840.
- 1858 (38) BREITHAUPT: Mikroklin von Bodenmais. Berg. u. Hüttenm. Ztg. 17. 11.
- 1859 (39) J. F. L. HAUSMANN: Über die Kristallformen des Cordierits von Bodenmais in Bayern. Gratulationsschrift an d. bayer. Akad. d. Wiss. Göttingen. — Zeitschr. f. gesamt. Naturw. 13. 231.  
 (40) v. HORNBERG: Cordierit von Bodenmais. Zoolog. min. Ver. Regensburg. 13. 373.
- 1860 (41) POTYKA: Über den grünen Feldspat von Bodenmais. Pogg. Ann. 108. 363. — Chem. Centr. 185. — Jahrb. f. Min. 351.
- 1861 (42) B. v. COTTA: Lehre von den Erzlagerstätten II. 195.  
 (43) H. REDER: Der Bayerwald. Regensburg.
- 1862 (44) C. W. GÜMBEL: Bavaria II. Bd. München.  
 (45) DES CLOIZEAUX: Cordierit von Bodenmais. Minéralogie 355.
- 1863 (46) HAUSMANN: Brauneisenerzpsedomorphose vom Silberberg bei Bodenmais. Blums Pseudom. 3. Nachtr. 182.  
 (47) TSCHERMAK: Disthen nach Andalusit Sitzber. d. math. naturw. Cl. d. Kais. Akad. d. Wiss. Wien. 47. Bd. II. Abt. 451.
- 1864 (48) RAMMELSBERG: Über die Schwefelungsstufen des Eisens, die Zusammensetzung des Magnetkieses u. d. Vorkommen d. Eisensulfurets im Meteoreisen. Pogg. Ann. 50.
- 1865 (49) F. v. KOBELL: Über den Jollyt, eine neue Mineralspecies von Bodenmais im bayer. Wald. Abh. d. math. phys. Cl. d. Kgl. bayer. Ak. d. Wiss.
- 1866 (50) C. W. GÜMBEL: Über das Vorkommen von Eozoon im ostbayer. Urgebirge. Sitzber. d. Kgl. Akad. d. Wiss. in München. I. 1.
- 1867 (51) DES CLOIZEAUX: Cordierit von Bodenmais. Nouv. Rech. Inst. 18. 563.
- 1868 (52) C. W. GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges.  
 (53) HAUSHOFER: Feldspat von Bodenmais. Journ. pr. Ch. 103. 125.
- 1875 (54) C. F. RAMMELSBERG: Handbuch der Mineralchemie.  
 (55) SADEBECK: Feldspat von Bodenmais. Pogg. Ann. 156. 561.  
 (56) ZERRENNER: Cordierit von Bodenmais. TSCHERM. Mitt. 40.
- 1876 (57) DES CLOIZEAUX: Mémoire sur le microcline. Ann. chym. phys. 9.
- 1878 (58) P. GROTH: Beryll im Magnetkies von Bodenmais. Min. Sammlung. 232. Straßburg.
- 1879 (59) G. v. RATH: Mineralien vom Silberberg bei Bodenmais. Nat.-hist. Verein. Bonn. Corr. Bl. 109.  
 (60) A. v. GRODDECK: Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig. 112.  
 (61) HABERMEHL: Über die Zusammensetzung des Magnetkieses. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde.
- 1880 (62) F. BECKE: Hypersthen von Bodenmais. Min. petr. Mitt. 60.  
 (63) G. v. RATH: Mineralien von Bodenmais. Zeitschr. f. Krist. V.
- 1881 (64) V. GOLDSCHMIDT: Über die Verwendbarkeit einer Kaliumquecksilberjodidlösung bei mineral. u. petrogr. Untersuchg. N. Jahrb. Min. I. 179.  
 (65) F. SANDBERGER: Phlogopit von Bodenmais N. Jahrb. f. Min. I. Bd.
- 1882 (66) BODEWIG: Magnetkies von Bodenmais. Zeitschr. f. Krist. 175.  
 (67) STRENG: Magnetkies von Bodenmais. N. Jahrb. 1. 197.
- 1884 (68) DES CLOIZEAUX: Oligoklases et andésines. Bull. soc. franç. min. 7. 249.  
 (69) J. H. KLOOS: Beobachtungen an Orthoklas u. Mikroklin. N. Jahrb. 163.  
 (70) J. LEHMANN: Untersuchung über die Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächsische Granulitgebirge, Erzgebirge, Fichtelgebirge und bayer.-böhm. Grenzgebirge. Bonn. 175. 178.
- 1885 (71) HUSSAK: Cordierit von Bodenmais. N. Jahrb. 2. 81.  
 (72) K. v. CHRUSTSCHOFF: Über eigentümliche Flüssigkeitsinterpositionen im Cordierit d. Cordieritgneises von Bodenmais. TSCHERM. Mitt. VI. Bd. 232.
- 1887 (73) M. SCHUSTER und v. FOULLON: Opt. Verhalten u. chemische Zusammensetzung des Andesins von Bodenmais. J. d. k. k. R. 37. Bd.
- 1888 (74) Führer durch d. Böhmerwald u. d. deutsche Südböhmen. Budweis.

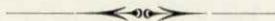
- 1889 (75) K. OEBBEKE: Über den Kreittonit von Bodenmais. Mitt. aus d. min. geol. Inst. d. Univ. Erlangen mit Analyse von KRAUSS.
- 1891 (76) J. THIEL: Beitrag z. Kenntn. d. nutzbar. Mineralien im bayer. Wald mit spez. Berücks. d. Silberbergs b. Bodenmais. Inaug.-Diss. Erlangen. (Zeitschr. f. Krist. 23. 295.)
- 1894 (77) K. ZIMANYI: Die Hauptbrechungsexponenten d. wichtigst. gesteinsbild. Mineralien. Zeitschr. f. Krist. 23. 239.
- (78) FOUQUÉ: Oligoklas-Andesine. Bull. soc. min. Paris. 17. 424.
- (79) C. W. v. GÜMBEL: Geologie von Bayern. Cassel. II. Bd.
- 1895 (80) E. WEINSCHENK: Üb. einige Mineralvorkommen des bayer. Waldes. Zeitschr. f. Krist. 25. 4.
- (81) F. POŠEPNY: Archiv f. prakt. Geologie. Freiburg i. S. II. Bd.
- 1896 (82) K. OEBBEKE: Nutzbar. Gesteine u. Mineralien d. Königr. Bayern. München.
- (83) E. WEINSCHENK: Üb. einige neue Mineralvork. des bayer. Waldes. Zeitschr. f. Krist. 25. 357.
- (84) J. MAYENBERG: Führer durch d. Bayer. Wald u. d. angrenz. Böhmerwald. Passau.
- 1897 (85) E. WEINSCHENK: Beiträge zur Mineralogie Bayerns (Vork. aus d. Passauer Graphitlagerst., d. sogen. Anthophyllit von Bodenmais u. s. w. Zeitschr. f. Krist. 28. 135.
- (86) C. HINTZE: Handbuch der Mineralogie. II. Bd.
- 1898 (87) F. BELJERINCK: Üb. d. Leitungsvermögen d. Mineralien für Elektrizität. N. Jahrb. f. Min. 11. Beil. B.
- (88) E. WEINSCHENK: Die Erzlagerstätten am Silberberg bei Bodenmais. Glück auf. Nr. 45. 4—9.
- (89) P. WAGNER: Die Kieslagerstätten von Bodenmais. Naturw. Wochenschr. XIII. Bd. 25.
- (90) E. WEINSCHENK: Üb. d. Graphitlagerst. d. Umgebung v. Passau u. d. Erzlagerst. am Silberberg b. Bodenmais. Ber. üb. d. 7. Allg. Bergmannstag zu München.
- 1899 (91) Derselbe: Der bayer. Wald zwischen Bodenmais u. d. Passauer Graphitgebiet.
- (92) Derselbe: Geologisches aus d. bayer. Walde. Sitzungsber. d. Kgl. bayer. Ak. d. Wiss. 29. 2.
- 1900 (93) Derselbe: Der Silberberg bei Bodenmais. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 65.
- 1901 (94) K. GRUBER: Der Schwefel- u. Magnetkiesbergbau am Silberberg bei Bodenmais. Abh. d. Kgl. bayer. Ak. d. Wiss. II. Cl. XXI. Bd. II. Abt. 339—348.
- (95) E. WEINSCHENK: Die Kieslagerstätte im Silberberg b. Bodenmais. Ebenda 349—410. (Min. Ref. Zeitschr. f. Krist. 1904. 194.)
- (96) A. GAREISS: Über Pseudomorphosen nach Cordierit. TSCHERM. Mitt. 31.
- 1903 (97) R. BECK: Die Lehre von den Erzlagerstätten. 462.
- (98) E. WEINSCHENK: Die Erzlagerstätten d. Schneebergs in Tirol und ihr Verhältnis zu jener d. Silberbergs b. Bodenmais im bayer. Wald. Zeitschr. f. prakt. Geol. 231.
- 1904 (99) P. R. HANDMANN: Das Vorkommen von Cordierit und Cordieritgesteinen bei Linz und ein Vergleich mit d. diesbez. Vorkommnissen im bayer. Wald, nebst einer Erklärung ihrer Entstehungsweise. Linz. Ref. Geol. Centr. Bd. V. 1904. 385.
- (100) A. W. STELTZNER-A. BERGEAT: Die Erzlagerstätten. I.
- (101) C. HINTZE: Handbuch der Mineralogie. I. Bd. Anf.
- 1905 (102) P. WEISS: Die magnetischen Eigenschaften des Pyrrhotins. Journ. de phys. 4. — Compt. rend. 140.
- (103) H. ROSENBUSCH u. E. A. WÜLFING: Mikrosk. Physiographie der petrograph. wicht. Mineralien. Spez. Teil.
- (104) A. W. STELTZNER-A. BERGEAT: Die Erzlagerstätten. II. 1905/06.
- 1906 (105) W. BRUHNS: Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im deutschen Reiche. Berlin.
- 1907 (106) F. RINNE und H. E. BOEKE: Magnetkies von Bodenmais. Zeitschr. anorg. Chemie. 53. 338.

## Inhalts-Übersicht.

	Seite
Einleitung . . . . .	59—60
I. Teil: Mineralien . . . . .	60—81
A. Magnetkies . . . . .	60—75
a) Chemische Formel . . . . .	60—68
b) Bestimmung von Silber, Kupfer, Zink, Kobalt und Nickel . . . . .	68—72
c) Gehalt an Gold . . . . .	72—73
d) Die im Magnetkies eingewachsenen Mineralien . . . . .	73—75
B. Kreittonit . . . . .	75—78
C. Magneteisen . . . . .	78—79
D. Zinkblende . . . . .	79—80
E. Karinthin . . . . .	80—81
II. Teil: Gesteine . . . . .	81—88
A. Cordierithornfels (Dichroitgneis) . . . . .	81—85
B. Hornblendebiotitgabbro . . . . .	85—88
Literatur-Übersicht . . . . .	88—90

Vorliegende Arbeit wurde zum Teil im anorganisch-chemischen Laboratorium, zum andern Teil im mineralogisch-geologischen Laboratorium der Kgl. Technischen Hochschule ausgeführt. Das Material für die Untersuchungen stammte aus der Sammlung der geognostischen Abteilung des Kgl. Oberbergamtes. Es sei mir hiemit gestattet, den Herren Professoren Dr. W. MUTHMANN, Dr. K. OEBBEKE und Dr. M. WEBER, unter deren Aufsicht die Arbeit sich vollzog, sowie Herrn Oberbergrat Professor Dr. L. v. AMMON für seine weitgehende Unterstützung meinen wärmsten Dank zum Ausdruck zu bringen.

Die drei ersten Textbilder sind nach Originalzeichnungen des Verfassers, die beiden letzten nach Dünnschliff-Photographien vom Kgl. Geologen Dr. M. SCHUSTER hergestellt.



## Über Schotter bei Bischofsheim v. d. Rhön.

Von

Dr. F. W. Pfaff.

---

Nahe Neustadt vereinigt sich die Brend, ein kleines Flübchen, bei einer Meereshöhe von ungefähr 226 m mit der fränkischen Saale. In ihrem Oberlaufe fließt sie zuerst fast rein west-östlich, biegt dann aber um und behält eine nord-westlich-südöstliche Richtung bis zu ihrer Vereinigung bei. Ihr Gefälle beträgt für die unteren 18 km 209 m, also auf 1 km ungefähr 10,6 m.

Von den kleinen Bächen abgesehen, die sie nach der Richtungsänderung ihres Laufes noch erhält, hat sie kein besonders großes Wassereinzugsgebiet. Nimmt man die äußersten Grenzgebiete mit herein, so ergibt sich eine Fläche von ungefähr 54 qkm. Der Abfluß dieses Einzugsgebietes erfolgt nach Osten, während die Zuflüsse von Nordwesten und Süden vor sich gehen. Der Zusammenfluß dieser Gewässer vollzieht sich ungefähr auf einem Raume, der die Größe eines Quadratkilometers hat, und der annähernd durch das Städtchen Bischofsheim gekennzeichnet ist. Die größte Ausdehnung dieses Gebietes liegt von dieser Stelle nördlich, die kleinste südlich, während die mittlere sich im Westen befindet. Die südlichen Zuflüsse sind kleiner, während die westlichen und nördlichen ungefähr gleich groß sein dürften.

Die topographische Form des Gebietes selbst gibt sich als großer Talkessel zu erkennen, dessen Wände am steilsten nach Süden, nach Norden und Westen dagegen weniger Neigung haben. Nach Süden bildet der Kreuzberg mit 927 m, nach Westen der Arnsberg mit 843 m, nach Nordwesten der Himmeldunk mit 894 m und nach Norden der Münzberg mit 845 m, sowie weiter gegen Osten die flache Abdachung des Heidelsteines und des Bauersberges die Umgrenzung und Wasserscheiden.

Die Steigungsverhältnisse betragen im Durchschnitt gegen den Kreuzberg ungefähr auf 1 km 133, gegen den Arnsberg 117 und gegen den Münzberg 90 m.

Die Sockel dieser Höhen bildet der Buntsandstein, über dem sich, jedoch in ziemlich beträchtlich verschiedenen Höhenlagen Muschelkalk und am Kreuzberg und Bauersberg Tertiär abgelagert befindet. Dem Tertiär oder dem Muschelkalk aufgelagert zeigt sich Basalt in größeren oder kleineren Ergüssen, der jedoch auch im Buntsandstein in Gängen oder Stöcken vielfach vorkommt.

Längs der Brend nun, besonders aber auf dem rechten Ufer findet man ziemlich weit verbreitet Schotter und Geröllablagerungen. Oberflächlich bestehen diese Bildungen aus einem Gemisch von mehr oder weniger gerundeten Basalt-

stücken und härteren Buntsandsteinbruchstücken, die in einer lehmig-sandigen Masse liegen. Die Färbung dieser Ablagerung ist ziemlich verschieden, rotbraune Töne sind vorherrschend, doch treten weißgeflamnte und gelbliche Partien darinnen häufig auf; graue oder dunkle Toneinlagen dagegen sind selten. Das Auffallendste an ihr aber ist die Härte und Zähigkeit, mit welcher die Gesteinsstücke durch das feinere Bindemittel zusammengehalten werden. In kleinen durch den Regen entstandenen frischen Rissen bemerkt man gewöhnlich, daß größere etwa 10—20 cm hohe Sandsteinstücke zwei Drittel oder sogar drei Viertel ihrer Länge nach ungefähr senkrecht hervorstehen, während nur wenige Zentimeter davon noch in der Bindemasse sitzen und eines ziemlich bedeutenden Kraftaufwandes bedürfen, um vollständig herausgenommen werden zu können. In größeren Aufschlüssen, die allerdings nicht zu den häufigeren Erscheinungen gehören, zeigt sich, daß in diesen Schottern fast niemals Schichtung vorhanden ist. Ein wirres Durcheinander von größeren und kleineren Gesteinsstücken, innig vermengt mit der schon beschriebenen Bindemasse, ist es, was sich dem Auge darbietet.

Mit Annäherung an den Bischofsheimer Kessel nehmen die Gesteinsstücke an Größe zu, und ihre Formen sind weniger abgerundet. Es läßt dies vielleicht auf größere oder weniger starke Abschleifung während eines längeren oder kürzeren Transportweges schließen. Soweit die vorhandenen besseren Aufschlüsse es zu beurteilen erlauben, gehen diese Schotter im Unterlauf der Brend bis ungefähr 100 m über die Talsohle hinauf, während sie am Himmeldunk noch bis über 150 m an den flachen Hängen gefunden werden.

Ein abschließendes Urteil über die Entstehung dieser Ablagerungen möchte ich mir nicht erlauben jetzt schon zu fällen; doch würde die Annahme der Gehänge-rutschungen einer stark durchfeuchteten Schottermasse, wie mir scheint, am ungezwungensten viele Vorkommen, namentlich jene im Unterlaufe der Brend erklären lassen. Die feste Packung, die wirre Lagerung, das gewöhnliche Fehlen einer Schichtung fände hiedurch einen befriedigenden Aufschluß, obwohl dann für manche früher andere topographische Verhältnisse angenommen werden müßten.

Im Oberlaufe der Brend, auf dem Nordabhang des Bischofsheimer Talkessels, treten nun aber Schotter auf, die sich von den erwähnten ziemlich unterscheiden. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist die Talsenke zwischen Bischofsheim und Unterweißenbrunn, dann die flache Wiesenfläche nördlich Bischofsheim und der Fuß des Bauersberges bis zur Umbiegung der Weißbacherstraße nach Nordosten. Gute frische Aufschlüsse fehlen. An den Feldwegen, die von der Weißbacherstraße abgehen und in nördlicher Richtung den Hang des Bauersberges hinanziehen, ist diese Ablagerung, wenn auch in veralteten und verschwemmten Aufschlüssen, ziemlich tief angeschnitten. Das Auffallendste der ganzen Bildung ist, wo nicht durch Kultur des Bodens der ursprüngliche Anblick verwischt wurde, das Vorkommen großer Basaltblöcke.

Ihre Form ist mehr oder weniger abgerundet oder kantig, doch dann mit gerundeten Kanten, ihre Größe beträgt bis zu 1 cbm, jedoch sind kleinere Blöcke häufiger.

Auf ihrer Oberfläche zeigen sie eine braune Verwitterungsrinde, die häufig schalig abblättert und so die ursprüngliche Oberflächengestaltung der einzelnen Blöcke nicht mehr erkennen läßt. Als weiterer Bestandteil wären noch Buntsandsteinblöcke zu erwähnen, deren Durchmesser bis 40 cm und darüber beträgt. Eingebettet liegen die größeren Bestandteile in einer sandig tonigen Masse, die,

soweit es sich erkennen läßt, aus Basaltverwitterungsprodukt, Buntsandstein- und Tertiärletten u. s. w. besteht.

Über die Struktur der Ablagerung selbst gibt dieser Aufschluß kein klares Bild, nur soviel kann ersehen werden, daß eine Schichtung vollständig fehlt, daß große und kleinere Stücke nebeneinander in wirrem Gemische liegen und daß feinere Lagen in keinerlei Abwechslung mit gröberen treten.

Einen besseren Einblick über die Natur dieser Bildung gaben die im letzten Jahre gemachten Einschnitte zur Legung der neuen Bischofsheimer Wasserleitung. In den Gräben, die ungefähr 2 m tief ausgehoben wurden, zeigte sich ein der eben erwähnten Ablagerung sehr ähnliches Bild. Durch die starke Wasserführung der oberen Schichten war zwar das Erkennen der feineren Struktur sehr erschwert, doch konnte der gröbere Zusammenhang gut beobachtet werden.

Es lagen hier in einer harten zähen feineren Masse, die aus einem Gemisch von Sand, Ton, feinkörnigem Basaltschutt, kleinsten Buntsandsteinstückchen u. s. w. bestand, im wirren Durcheinander große und kleinere Basalt- und Buntsandsteinblöcke. Die Größe war, soweit es sich erkennen ließ, annähernd die gleiche wie bei der schon beschriebenen Ablagerung am Fuße des Bauersberges. Buntsandstein war weniger stark vertreten wie Basalt.

Die Form der größeren Bestandteile war gerundet, kantengerundet; aber auch Stücke mit verhältnismäßig scharfen Kanten oder nur bestoßenen Kanten waren nicht zu selten.

Die hart unter der Bodenoberfläche gelegenen Stücke zeigten oberflächlich eine stärkere Verwitterung und ließen auch hier über den Oberflächencharakter nichts erkennen; frische, äußerlich unverwitterte, die aber aus größerer Tiefe herausgenommen waren, zeigten dagegen Erscheinungen, die über die wahre Natur der ganzen Ablagerung Aufschluß zu geben imstande sind.

Nicht wenige von den größeren und kleineren Blöcken hatten nämlich eine ausgesprochene Schrammung und Streifung. An größeren zogen öfters die feinen und gröberen Schrammen über eine ganze Fläche. Häufig waren auf den Flächen auch zwei oder mehrere Schrammungsrichtungen zu sehen. An vielen, besonders kleineren Stücken trugen alle Flächen deutliche Schrammen, an den großen konnte manchmal nur deutliche Ritzung auf einer Seite beobachtet werden.

Nun bildet, wie schon erwähnt, der Buntsandstein die nächsten Höhen und Hänge der Umgebung von Bischofsheim, es müßte also, wenn man annehmen wollte, daß diese Schrammung etwa durch Bergsturz oder Gehängerutschungen zustande gekommen wären, das hauptsächliche Material auch Buntsandstein sein. Da nun aber gerade diese Gesteinsart verhältnismäßig sehr schwach vertreten war, so kann hier die Schrammung der Basaltblöcke unmöglich auf diese Vorgänge zurückgeführt werden.

Hiezu kommt noch, daß die Böschungsverhältnisse gerade im Bereiche dieser Schotter und des weiter daran sich anschließenden Geländes so schwach sind, daß auch dadurch Gehängerutschungen vollständig ausgeschlossen erscheinen. Es beträgt nämlich die Steigung für den nächsten sich an die in Rede stehende Ablagerung anschließenden Geländekilometer nur 40 m, für die weiter etwa noch in Frage kommenden ungefähr 60 bis 70 m, eine Steigung, bei der Berg- oder Gehängeschlüpfe nicht mehr möglich sind.

Nach dem bisher Angeführten erscheint es mir nicht anders möglich, als diese Ablagerung für eine Moräne zu erklären.

In welchem Verhältnis die zuerst beschriebenen und als Gehängerutschungen gedeuteten Ablagerungen zu diesen Moränen stehen, und ob nicht vielleicht doch eine auf Buntsandstein lagernde Blockanhäufung unterhalb Unterweißenbrunn auf dem rechten Brendufer, in der auch schwach geschrammte Gerölle noch zu finden waren, hieher zu stellen ist, wage ich jetzt noch nicht zu entscheiden.

Auf jeden Fall dürften die Schotter bei Bischofsheim die erste Ablagerung der Rhön, speziell der bayerischen Rhön sein, bei welcher sich die charakteristischen Merkmale einer echten Moräne deutlich beobachten ließen, die aber später eingebnet wurden.



# Der Egeran und die ihn begleitenden Kontakterscheinungen von Göpfersgrün und Haslau, sowie einige verwandte Vorkommnisse.

Von

Walter Seyfarth

aus Leipzig.

## Einleitung.

Als ich mich im Frühsommer des Jahres 1908 zum Zwecke geologischer und petrographischer Studien im Fichtelgebirge aufhielt, machte mich Herr Dr. ALBERT SCHMIDT in Wunsiedel auf das Vorkommen des Egerans bei Göpfersgrün aufmerksam und wies darauf hin, daß hier eine eingehende Untersuchung am Platze wäre.

Dank dieser Anregung habe ich mich dieser Aufgabe unterzogen und zum Thema eines Teiles der vorliegenden Arbeit gemacht. Durch den weiteren Verlauf der Untersuchungen sah ich mich genötigt, mich in meiner Zusammenfassung nicht nur auf das dortige lokale Vorkommen des Egerans zu beschränken, sondern die gesamten Kontakterscheinungen, die dort in Verbindung mit diesem Mineral auftreten, und weiterhin zum Vergleich den Egeran und die ihn begleitenden Kontaktminerale von Haslau bei Eger in Betracht zu ziehen. Ferner wurde dem egeranführenden Augitschiefer von Hohendorf und Barendorf und dem Erlan von Grünstädtel bei Schwarzenberg als hierher gehörigen Gesteinen Beachtung geschenkt.

Alle diese erwähnten Fundstätten habe ich im Sommer und Herbst 1908 mehrfach aufgesucht, um dort meine Studien zu machen und ausreichendes Material für die kristallographische, petrographische und chemische Untersuchung zu gewinnen. Überdies wurde mir von Herrn Geheimen Rat CREDNER aus der Kgl. Sächsischen Landesuntersuchung eine Serie Gesteinsdünnschliffe des egeranführenden Augitschiefers von Hohendorf und Barendorf zu Vergleichszwecken gütigst zur Verfügung gestellt.

## I. Überblick über die bisherigen Untersuchungen des Minerals Egeran.

Mit Egeran bezeichnet man eine meist braune strahlig-stenglige Abart des Vesuvians. Anfangs hatte man die Zugehörigkeit zu diesem Mineral nicht erkannt.

Der Egeran ist zu Haslau bei Eger in Böhmen entdeckt worden. WERNER<sup>1)</sup> hielt diese Varietät für ein neues Mineral und gab ihm nach ihrem Fundort den Namen Egeran. Er ordnete diese „rötlich-braunen, selten ins Leberbraune fallenden, geradstenglig abgesonderten Stücke, die teils büschelförmig auseinander, teils untereinander laufen“, in seinem Mineralsystem der „Sipschaft des Pistazits“ zu, während BREITHAUPt in richtiger Erkenntnis hierzu folgende Anmerkung anfügte: „Am nächsten dürfte der Egeran dem Vesuvian verwandt sein, jedoch weicht er von diesem in

<sup>1)</sup> FREISSLER, Letztes Mineralsystem von A. G. WERNER mit Anmerkung von Herrn Edlesteininspektor BREITHAUPt. Freiberg 1817, p. 3 u. 34 ff.

Farbe, Absonderung etc. so wesentlich ab, daß er von WERNER als eine besondere Gattung aufgenommen wurde.“

Erst HAÜY<sup>1)</sup> sprach sich entschieden für die Zugehörigkeit des Egerans zum Vesuvian aus. Er bekam von einem gewissen M. DE MONTEIRO einige Egerankristalle geschickt mit dem Bemerkten, daß sie für Idokras (Vesuvian) gehalten würden. In der Tat fand HAÜY, daß die achteckigen Prismen ganz und gar wie die Vesuviankristalle vom Monte Rosa aussahen und die sechzehnflächigen Prismen sich von dem Vorkommen am Vesuv nur durch das Fehlen der schrägen Flächen an der Spitze unterschieden. BREITHAUPT<sup>2)</sup> erwähnt in seinem Handbuch der Mineralogie den Egeran ohne weiteres als Anhang zur Beschreibung des Vesuvians und führt auch zwei Analysen an (a von Graf DUNIN BORKOWSKI und b von KARSTEN), die trotz aller Unvollkommenheit der damaligen analytischen Methoden eine Ähnlichkeit mit Vesuviananalysen nicht verkennen lassen.

	(a)	(b)
Kieselsäure	41	39,70
Tonerde	22	18,95
Eisenoxyd	6	-oxydul 2,90
Kali	1	Natron 2,10
Kalkerde	22	34,88
Magnesia	3	—
Manganoxyd	2	-oxydul 0,96
	97	99,49

Die chemischen Untersuchungen des eigentlichen Vesuvians, die hier zum Vergleich herangezogen werden sollen, greifen in viel frühere Zeit zurück. Der erste Versuch, die chemische Natur des Minerals näher aufzuklären, wurde von KLAPROTH<sup>3)</sup> ausgeführt. Er analysierte die Vesuviane vom Wilui-Fluß in Sibirien und vom Vesuv. Seine Resultate sind:

Kieselerde	35,50	42,00
Kalkerde	33,00	34,00
Alaunerde	22,25	16,25
Eisenkalk	7,50	5,50
Braunsteinkalk	0,25	Spur

Die Abweichung in einigen Verhältniszahlen ist für ihn kein Hindernis, die untersuchten Minerale als „zwei Arten oder auch nur Abänderungen einer Gattung im Mineralsystem aufzustellen“.

Unter den Vesuviananalytikern des 19. Jahrhunderts, in dem sich die chemischen Untersuchungsmethoden sehr vervollkommen haben, ist vor allem MAGNUS erwähnenswert. Abgesehen von seinen Untersuchungen, die darauf hinausgingen, die chemischen Beziehungen zwischen Vesuvian und Granat zu klären, hat er sich eifrig bemüht,<sup>4)</sup> die Ursachen der auffälligen Veränderung des spezifischen Gewichts, die der Vesuvian beim Schmelzen erleidet, zu ergründen. Er zieht eine Beimengung von Fluor zuerst in Erwägung, das vermutlich beim Glühen in Gestalt von Siliciumfluorid entweicht. Leider gibt er aber diese Annahme wieder auf, da es ihm nicht gelungen ist, trotz aller Vorsichtsmaßregeln das Gas analytisch nachzuweisen.

<sup>1)</sup> HAÜY, *Traité de Minéralogie*, seconde éd., tome deuxième, p. 551. 1822.

<sup>2)</sup> BREITHAUPT, *Handbuch der Mineralogie*. 1841, III, p. 654.

<sup>3)</sup> KLAPROTH, *Beiträge zur chemischen Kenntnis der Mineralkörper*, II. Bd. 1797.

<sup>4)</sup> POGGENDORFFS *Ann.* Bd. 20, p. 479.

Unabhängig von diesen Untersuchungen führte ungefähr zu derselben Zeit KARSTEN<sup>1)</sup> mehrere Vesuviananalysen aus, welche mit seiner bereits erwähnten Analyse des Egerans gut übereinstimmen. Seine Resultate sind folgende:

- a) Vesuvian aus dem Sassatale,
- b) „ vom Vesuv,
- c) „ von Piemont.

Zum Vergleiche sei der Egeran von Haslau bei Eger als Analyse d) nochmals angeführt:

	a)	b)	c)	d)
SiO <sub>2</sub>	38,40	37,50	39,25	39,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,05	18,50	18,10	18,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,10	6,25	4,30	2,90
CaO	36,72	33,71	33,85	34,88
MgO	1,50	3,10	2,70	—
MnO	0,65	0,10	0,75	0,96
Na <sub>2</sub> O	0,90	—	—	2,10
	<u>99,32</u>	<u>99,16</u>	<u>98,95</u>	<u>99,49</u>

Von den weiteren Resultaten analytischer Untersuchungen des Vesuvians will ich nur die wichtigsten erwähnen, da VOGEL<sup>2)</sup> und WEINGARTEN<sup>3)</sup> bereits eine eingehende historische Zusammenfassung über die chemische Untersuchung des Vesuvians in der Einleitung zu ihren Arbeiten gegeben haben. Dagegen will ich nicht unterlassen, die den Egeran betreffenden Angaben in Anbetracht der eigenen Untersuchungen einer angemessenen Beachtung zu unterziehen.

Eine der bedeutendsten Arbeiten der nächsten Zeit über den Vesuvian war die von RAMMELSBERG<sup>4)</sup> Auch er versuchte wie MAGNUS die Natur der bei der Glühhitze aus dem Mineral entweichenden Substanz zu ergründen, doch gelang es auch ihm nicht, von den sauren Dämpfen mit stechendem Geruch eine Reaktion auf Fluor zu erhalten. Bei der Aufstellung einer Formel bezog er den Wassergehalt nicht mit in die Konstitution. Dies veranlaßte SCHEERER<sup>5)</sup> kurz darauf der Feststellung des Gehaltes an Wasser eingehende Beachtung zu zollen und er versuchte es bei der Aufstellung einer Vesuvianformel mit in Rechnung zu ziehen. RAMMELSBERG und SCHEERER haben auch beide den Egeran von Haslau analysiert, und ihre Resultate sind:

	RAMMELSBERG anal.		SCHEERER anal.
SiO <sub>2</sub>	39,52		37,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,31		13,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,04		5,95
		FeO	0,95
CaO	35,02		37,49
MnO	—		0,47
MgO	1,54		1,98
K <sub>2</sub> O	1,32		—
		H <sub>2</sub> O	1,89
	<u>98,75</u>		<u>99,95</u>

<sup>1)</sup> KARSTEN, Atomgewicht und isomere Bildungen, erläutert durch Zusammensetzung der Silikate im allgemeinen und der Granaten und Vesuviane insbesondere. Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde. Bd. IV.

<sup>2)</sup> VOGEL, Über die chem. Zusammensetzung des Vesuvians. Inaug.-Dissert. Göttingen. 1887.

<sup>3)</sup> WEINGARTEN, Über die chem. Zusammensetzung und Konstitution des Vesuvian. Inaug.-Dissert. Heidelberg 1901.

<sup>4)</sup> RAMMELSBERG, Über die chemische Zusammensetzung des Vesuvians. Pogg. Ann. Bd. 44, p. 54.

<sup>5)</sup> SCHEERER, Beiträge zur näheren Kenntnis des polymeren Isomorphismus. Pogg. Ann. Bd. 45, p. 520.

RAMMELSBURG<sup>1)</sup> analysierte daraufhin wiederum mehrere Vesuviane, darunter auch den Egeran, und bezog bei der Aufstellung einer neuen Formel das Wasser als zur Konstitution gehörend in Rechnung. Der Egeran hatte folgende Zusammensetzung:

SiO <sub>2</sub>	39,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,45
FeO	—
CaO	36,37
MgO	2,33
Na <sub>2</sub> O	0,14
K <sub>2</sub> O	0,63
H <sub>2</sub> O	1,56
	<hr/>
	101,13

Nachdem im Laufe der folgenden Jahre eine Reihe von Vesuviananalysen<sup>2)</sup> von SMITH, SCHUMACHER, v. LASAULX, WEBSKY, SCHUBERT, LUDWIG, RENARD, HEDDLE und KORN veröffentlicht worden waren, erschien im Jahre 1883 die Aufsehen erregende Arbeit von JANNASCH über die Auffindung des Fluors (1,06 und 1,13<sup>o</sup>o) in dem Vesuvian vom Vesuv.<sup>3)</sup> Diesem Forscher gebührt das Verdienst, das flüchtige Gas, dessen Fixierung schon mehrere Analytiker vergebens versucht hatten, als einen wesentlichen Bestandteil des Vesuvians erkannt und nachgewiesen zu haben. Er führte die Bestimmung als Calciumfluorid nach der ROSE'schen Methode mit einigen von ihm eingeführten Verbesserungen aus.

Im folgenden Jahre gelang es JANNASCH<sup>4)</sup> zum erstenmal Borsäure in einem Vesuvian, und zwar in dem Vesuvian von Wilui, nachzuweisen. Gleichzeitig machte er die Wahrnehmung, daß die Titansäure an der Zusammensetzung des Vesuvians einen größeren Anteil zu haben schien, als bisher allgemein verbreitete Ansicht gewesen war.

Angeregt von JANNASCH analysierte VOGEL<sup>5)</sup> 1886 eine Reihe von Vesuvianen, darunter auch den Egeran, und stellte eine Scheidung in fluorhaltige und fluorfreie Vesuviane fest. Der Egeran gehört zu den fluorhaltigen Vesuvianen, und die zwei Analysen desselben ergaben folgende Resultate:

SiO <sub>2</sub>	36,96	36,88
TiO <sub>2</sub>	1,35	1,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,18	16,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	2,61
FeO	2,47	2,37
CaO	35,11	35,22
MnO	Spuren	Spuren
MgO	2,67	2,79
K <sub>2</sub> O	0,12	0,10
Na <sub>2</sub> O	1,25	1,43
Li <sub>2</sub> O	Spuren	Spuren
F	1,70	1,53
H <sub>2</sub> O	0,86	0,91
	<hr/>	<hr/>
	101,10	101,38

<sup>1)</sup> Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. 25, p. 421.

<sup>2)</sup> cf. WEINGARTEN, Über die chem. Zus. u. Konstitution des Vesuvians. Heidelberg 1901, p. 12.

<sup>3)</sup> Neues Jahrbuch für Mineralogie u. s. w. 1883, Bd. II, p. 123.

<sup>4)</sup> Neues Jahrbuch für Mineralogie u. s. w. 1884, Bd. I, p. 270.

<sup>5)</sup> VOGEL, Über die chem. Zus. d. Vesuvians. Göttingen 1887.

Hierauf fühlte sich RAMMELSBERG<sup>1)</sup> veranlaßt, auf Grund einiger neu ausgeführten Analysen die Aufstellung einer neuen Vesuvianformel zu versuchen und führte zu diesem Zwecke für eine Reihe von Analysen die Berechnung der einzelnen Atomverhältnisse durch, von denen die des Egerans erwähnenswert sind. Zu Grunde liegen die beiden bereits angeführten Analysen von ihm selbst (a) und von VOGEL (b):

	I	II	III	I	II
	R : Si	R : 2R : Si	R : Si	R : R	R : R
a)	4,5 : 1	3,9 : 1 : 3,5		1 : 2,0	
b)	4,4 : 1	4,1 : 1 : 3,6		1 : 5,6	

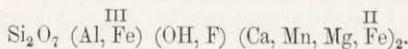
Das Verhältnis  $\overset{I}{R} : \overset{II}{R}$  zeigt eine auffallende Abweichung, die durch den oft wechselnden Wassergehalt an demselben Fundorte ( $a = 1,56$ ;  $b = 0,86$ ) bedingt ist. Die von RAMMELSBERG aufgestellte Formel ist wegen der darin auftretenden veränderlichen Größen nicht scharf definiert.

Außerdem versuchten noch NORDENSKJÖLD,<sup>2)</sup> STENBERG,<sup>3)</sup> KENNGOTT<sup>4)</sup> und SJÖGREN<sup>5)</sup> die Konstitution des Vesuvians zu ergründen.

Trotz aller eingehenden Untersuchungen mußte es eine auffallende Tatsache bleiben, daß in den meisten Analysen der Wassergehalt beträchtliche Schwankungen zeigte. In den fluorfreien Vesuvianen stimmte er oft gar nicht mit dem Glühverlust überein, sondern wies erhebliche Abweichungen auf.

WEIBULL<sup>6)</sup> verwarf infolgedessen die Anwendung der Glühverlustbestimmungen bei der Vesuviananalyse und behauptete, es könnten zur Berechnung der chemischen Zusammensetzung des Vesuvians nur solche Analysen berücksichtigt werden, in denen  $H_2O$  und  $F$  direkt bestimmt worden wären. Die vielfach abweichenden Resultate ließen jetzt auch Zweifel aufkommen an der Verwendbarkeit der bisher bekannten Bestimmungsmethoden des Wassers beim Vesuvian. Aus diesem Grunde hatte sich WEINGARTEN<sup>7)</sup> die Aufgabe gestellt, eine brauchbare Methode zu ergründen. Das Ergebnis einer größeren Versuchsreihe war, daß ihm der gebrannte reine Borax für diesen Zweck als das geeignetste Aufschlußmittel erschien. Zu dieser von ihm ausgearbeiteten Methode, die für Silikate allgemein angewendet werden kann und sehr konstante, genaue Resultate ergibt, benutzte er teils 33 cm lange dickwandige Glasröhren mit einer schwach U-förmigen Einbuchtung, teils 50 cm lange gerade dünnwandige Röhren aus schwer schmelzbarem Glase.

Nach seiner Methode bestimmte WEINGARTEN den Wassergehalt einer Reihe von Vesuvianen, die von JANNASCH, VOGEL und ihm selbst analysiert worden waren, und berechnete nach Einsetzung der gefundenen Werte eine neue Formel für den Vesuvian, welche allgemein anerkannt wurde und noch jetzt von ZIRKEL<sup>8)</sup> in seinen „Elementen der Mineralogie“ aufrecht erhalten und auch von GROTH (chem. Krist. II, p. 277) in den Vordergrund gestellt wird. Sie lautet:



<sup>1)</sup> RAMMELSBERG, Über die chemische Natur des Vesuvians. N. Jahrb. f. Min. 1896, II, p. 157.

<sup>2)</sup> GROTHS Zeitschr. f. Krist. u. Min. Bd. 20, 1892, p. 374.

<sup>3)</sup> Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1893, II, p. 9.

<sup>4)</sup> Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1891, I, p. 200.

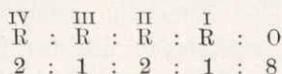
<sup>5)</sup> Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1897, I, p. 21.

<sup>6)</sup> WEIBULL, Studien über Vesuvian. GROTHS Zeitschr. f. Krist. u. Min. Bd. 25, 1896, p. 1.

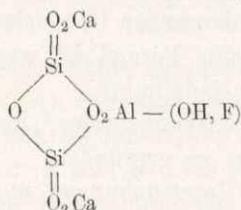
<sup>7)</sup> WEINGARTEN, Über die chem. Zusammensetzung u. Konstitution des Vesuvian. Inaug.-Dissert. Heidelberg 1901. p. 15.

<sup>8)</sup> ZIRKEL, Elemente der Mineralogie. 15. Aufl. 1907. p. 646.

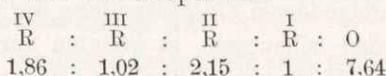
Die Abrundung der Verhältniswerte der den Vesuvian bildenden Elemente hatte zu der Proportion geführt:



Ein Atom O tritt als OH-Gruppe zu den einwertigen Radikalen und steht somit auf gleicher Stufe mit F, welches das Hydroxyl in den fluorhaltigen Vesuvianen teilweise vertritt, wie JANNASCH und WEINGARTEN aus Vergleichen von fluorfreien und fluorhaltigen Vesuvianen gefolgert haben. Hierauf begründeten sie auch die Annahme, daß die dreiwertigen Elemente mit den einwertigen in der Konstitution die zweiwertigen vertreten. Somit besitzt der Vesuvian die Konstitutionsformel:



In dem von VOGEL analysierten Egeran von Haslau, der bereits in dieser Arbeit erwähnt worden ist,<sup>1)</sup> fand WEINGARTEN einen Wassergehalt von 1,87%, und aus der Berechnung ergab sich die Proportion:



Hiemit sind die wesentlichsten Resultate von analytischen Untersuchungen des Vesuvians, insbesondere der Abart des Egerans von Haslau, angeführt worden, die zu Beginn dieser Arbeit vorlagen.

## II. Untersuchungen des Egerans von Göpfersgrün.

Meine Aufgabe erblickte ich nun zunächst in der Mineraluntersuchung des fichtelgebirgischen Egerans von Göpfersgrün. Nach einer kurzen Notiz von GÜMBEL<sup>2)</sup> tritt er auf als Kontaktbildung zwischen körnigem Kalk und Granit bei Göpfersgrün, nahe der Straße nach Thiersheim. Die Fundstätte, die früher von Mineraliensammlern eifrig aufgesucht worden sein soll, ist jetzt leider ganz verfallen und liegt ziemlich versteckt auf einem kleinen Hügel, der von den Bewohnern der umliegenden Ortschaften der Otterbühl genannt wird. Er erhebt sich in einer Entfernung von etwa 1 km nordöstlich Göpfersgrün. Die Straße nach Thiersheim verläuft nahezu 400 m südlich davon. Am Ostrande des jungen Fichtenbestandes auf dem Otterbühl stößt man auf mehrere kleine Gruben, die jedoch zum großen Teil verschüttet sind. Nach längerem Schürfen mit der Spitzhacke gelang es mir, in der einen östlichen Pinge die Grenze des Kontaktes aufzufinden. Zugleich entdeckte ich unmittelbar auf dem grobpegmatitischen Granit aufsitzend große dunkelbraune bis bräunlichgrüne stenglige Kristallaggregate mit ausgezeichneter Längsriefung, die sich sofort als Egeran herausstellten. Noch schönere und vor allem reinere Kristalle konnte ich in der einige Meter nördlich davon gelegenen Grube losschlagen, die mir als besonders geeignet zur analytischen Untersuchung erschienen.

<sup>1)</sup> cf. diese Abh. p. 100.

<sup>2)</sup> GÜMBEL, Geognost. Beschreibung des Fichtelgeb. mit dem Frankenwalde und dem westl. Vorlande. Gotha 1879. p. 341.

Vorherrschend ist die prismatische Ausbildung und zwar ist ausgesprochener Träger der Kombination das Protoprisma ( $\infty P$ ), dessen Kanten nur in geringem Maße durch das Deutroprisma ( $\infty P \infty$ ) gerade abgestumpft sind. Die Endfläche ( $oP$ ) findet man selten ausgebildet vor, da die Kristalle in den Handstücken meist  $\perp c$  abgebrochen sind. Beachtenswert ist besonders die feine Längsstreifung in der Prismenzone, welche auf eine Kombination vieler Prismen hinweist. Die Zugehörigkeit zu dem tetragonalen System ist bei einigermaßen isolierten Kristallen auf den ersten Blick erkennbar. Nach einer privaten Mitteilung von Herrn Dr. ALB. SCHMIDT<sup>1)</sup> in Wunsiedel hat v. SANDBERGER in Würzburg auf dessen Veranlassung den Göpfersgrüner Egeran kristallographisch bestimmt und ihm die allgemeine Kristallformel gegeben:

$$\infty P \cdot \infty P \infty \cdot \infty P m \cdot oP \cdot \frac{1}{3}P$$

Sonst liegen keine weiteren Untersuchungen vor.

Oberflächlich weisen die Kristalle meist einen tiefbraunen Glasglanz auf und sind an den Kanten durchscheinend. Manche Egerane haben auch eine dünne Haut von intensivem fahlem bis bronzegelbem Metallglanz, welche die tiefbraune Farbe des Minerals überdeckt und sich durch Druck absprengen läßt.

v. ZEPHAROVICH<sup>2)</sup> hatte diesen „metallähnlichen Perlmutterglanz“ schon an einigen Egerankristallen von Haslau gefunden. Er führt ihn zurück auf „eine eigentümliche konzentrisch-schalige Umhüllung mancher Individuen, mit der auch oft Risse und Längsporen im Innern verbunden sind“.

Schön ausgebildete Kristalle findet man verhältnismäßig selten. Häufig stößt man nur auf stengelige, nach der Längserstreckung stark geriefte, bräunlichgrüne Partien. Das Aggregat ist oft völlig regellos. Die unvollkommen ausgebildeten Kristalle liegen teils in strahliger Anordnung, teils stoßen sie unter den verschiedensten Winkeln aneinander. Besonders reine Egeranaggregate trifft man auf Klüftflächen. Zwischen den reichlichen Kristallen erscheint eine grüne, äußerst feinkörnige Masse, welche makroskopisch nur undeutlich eine Schichtung erkennen läßt. Dieselbe hat gänzlich den Charakter eines Kalksilikat-Hornfelses, eines durch hochgradige Kontaktmetamorphose hervorgegangenen Produktes. Schlägt man dieses reich mit Egeran durchsetzte Gestein an, so nimmt man auf den Bruchflächen stets die auffällige Riefung der Egeranfragmente wahr. Mit vollem Rechte kann man dieses Gestein als Egeranfels bezeichnen.

Auf die mit dem Egeran vergesellschafteten Mineralien komme ich später bei der zusammenfassenden Darstellung der Kontakterscheinungen zurück.

Wie schon erwähnt, war möglichst reines Material von Egerankristallen zur quantitativen chemischen Analyse herausgesucht worden. Die mikroskopische Prüfung ergab allerdings, daß selbst die makroskopisch völlig rein erscheinenden Kristalle nicht vollkommen frei von einzelnen kleinen Quarz- und mitunter auch Pyroxeneinschlüssen waren. Da aber diese verhältnismäßig sehr spärlichen Interpositionen kaum einen wahrnehmbaren Einfluß auf die Zusammensetzung des Egerans haben dürften, so glaubte ich sie mit Recht vernachlässigen zu können. Schließlich wurde das Material zur Entfernung von etwa anhaftenden verunreinigenden Beimengungen einer sorgfältigen Auslese unter der Lupe unterzogen.

<sup>1)</sup> cf. auch A. SCHMIDT, Beobachtungen über das Vorkommen von Gesteinen und Mineralien in der Zentralgruppe des Fichtelgebirges. Inaug.-Dissert. Erlangen. (Nürnberg 1895.) p. 37.

<sup>2)</sup> VICTOR Ritter v. ZEPHAROVICH, Mineralog. Lexikon f. d. Kaisertum Österreich. I (1859), pag. 465.

Die Eigenschaft des Vesuvians, über der Spitzflamme des Gebläses verhältnismäßig rasch zu einem braunen Glase zu schmelzen, das sich leicht und vollkommen in Salzsäure löst — eine Angabe, die schon 1818 von Dr. JOH. NEP. FUCHS, Professor der Chemie und Mineralogie in Landshut, gemacht wurde<sup>1)</sup> —, veranlaßte mich, den Egeran auch daraufhin zu untersuchen. Es ergab sich das auffällige Resultat, daß eine Substanzmenge von etwa 0,9 g trotz der gleichzeitigen Anwendung einer starken Gebläseflamme und eines kräftigen Teclubrenners erst nach ungefähr 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Stunden vollkommen gleichmäßig geschmolzen war. Die Auflösung der Schmelze war auch erst nach mehreren Stunden beendet.

Der Kieselsäuregehalt wurde etwas geringer gefunden als bei den beiden Kontrollaufschlüssen mit kohlen sauren Alkalien, was seine Erklärung darin hat, daß das Fluor bei dem starken anhaltenden Glühen nahezu restlos als Siliciumfluorid entweicht. Nach der Methode von JANNASCH<sup>2)</sup> vermochte ich einen Fluorgehalt von 1,32% festzustellen. Die direkte Wasserbestimmung führte ich nach der zweiten Methode von WEINGARTEN<sup>3)</sup> aus. Unter Einsetzung der mittleren Werte der einzelnen nur gering voneinander abweichenden Bestimmungen, die nach den allgemein gebräuchlichen mineralanalytischen Methoden ausgeführt wurden, gelangte ich zu folgendem Gesamtergebnis der Analyse des Egerans von Göpfersgrün, dem zum Vergleich die von VOGEL ausgeführte und von WEINGARTEN in Bezug auf den Wassergehalt vervollständigte und berechnete Analyse des Egerans von Haslau gegenübergestellt sei:

	Egeran von Göpfersgrün		Egeran von Haslau	
	Gefunden:	Berechnet:	Gefunden:	Berechnet:
SiO <sub>2</sub>	37,64	37,17	36,96	36,45
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,75	1,35	1,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,24	16,04	16,18	15,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,16	4,11	2,43	2,40
FeO	2,56	2,53	2,47	2,44
MnO	0,23	0,23	—	—
CaO	33,59	33,17	35,11	34,63
MgO	2,46	2,43	2,67	2,63
K <sub>2</sub> O	0,19	0,19	0,12	0,12
Na <sub>2</sub> O	0,65	0,64	1,25	1,23
F	1,32	1,30	1,70	1,68
H <sub>2</sub> O	2,03	2,00	1,87	1,84
	101,83	100,56	102,11	100,71

Die Berechnung der Gewichtsprocente erfolgte auf die Summe von 100,56%, da dem Fluorgehalt ein Sauerstoffgehalt von 0,56% entspricht, der bei der Berechnung der Atomprocente von dem Gesamtgehalt an Sauerstoff subtrahiert wurde und somit die Summe von 100,00 ergab.

Die weitere Berechnung führte zu folgenden Resultaten:

<sup>1)</sup> Neues Journal für Chemie und Physik von Dr. C. SCHWEIGGER. Bd. 24. p. 376.

<sup>2)</sup> cf. p. 100, ferner DE KONINCK-MEINEKE, Lehrbuch d. qualit. u. quantit. Mineralanalyse. 1904. II, p. 386.

<sup>3)</sup> cf. p. 101.

	Atomprocente:	Äquivalente:	
Si	17,4776	0,6154	} 0,6248
Ti	0,4508	0,0094	
Al	8,5053	0,3139	} 0,3653
Fe <sup>III</sup>	2,8738	0,0514	
Fe <sup>II</sup>	1,9654	0,0352	} 0,6896
Mn <sup>II</sup>	0,1759	0,0032	
Ca	23,7156	0,5910	
Mg	1,4663	0,0602	
K	0,1558	0,0040	} 0,3159
Na	0,4765	0,0207	
F	1,3033	0,0686	
H	0,2243	0,2226	
O	41,2094	2,5755	} 2,5755
	100,0000		

In analoger Weise hatte WEINGARTEN die Berechnung des Haslauer Egerans ausgeführt. Seine Resultate waren:

	Atomprocente:	Äquivalente:	
Si	17,0331	0,6083	} 0,6247
Ti	0,8234	0,0164	
Al	8,4652	0,3131	} 0,3432
Fe <sup>III</sup>	1,6802	0,0301	
Fe <sup>II</sup>	1,8972	0,0340	} 0,7197
Ca	24,7372	0,6198	
Mg	1,5780	0,0659	
K	0,0996	0,0026	
Na	0,9132	0,0397	} 0,3353
F	1,6800	0,0881	
H	0,2049	0,2049	
O	40,8873	2,5619	} 2,5619
	100,0000		

Die Proportionen der Radikale und des Sauerstoffs gestalteten sich wie folgt:

	IV	III	II	I	O
	R	: R	: R	: R	: O
Göpfersgrün (SEYFARTH)	1,98	: 1,16	: 2,18	: 1,00	: 8,15
Haslau (WEINGARTEN)	1,86	: 1,02	: 2,15	: 1,00	: 7,64

und nach Abrundung der Werte ergab sich:

$$2 : 1 : 2 : 1 : 8.$$

Das Resultat ist identisch mit dem Ergebnis der Berechnung von WEINGARTEN, und die von ihm aufgestellte neue Vesuvianformel trifft somit auch auf den Egeran von Göpfersgrün zu.

Zum weiteren Vergleiche der Egerane der beiden Fundstätten wurden spezifische Gewichtsbestimmungen auf hydrostatischem Wege vorgenommen und die gefundenen Resultate auf den leeren Raum und auf Wasser von 4° C. reduziert. Die mittleren Ergebnisse mehrerer und wiederholter Wägungen waren:

Egeran von Göpfersgrün	3,334,
Egeran von Haslau	3,356.

Die bisherigen Angaben über das spezifische Gewicht des Egerans von Haslau haben mit Ausnahme der von WERNER etwas höhere Werte zu verzeichnen:

WERNER <sup>1)</sup>	3,294,
KARSTEN <sup>2)</sup>	3,3783—3,3820,

<sup>1)</sup> FREIESLEBEN, Letztes Mineralsystem von ABR. GOTTL. WERNER. Freiberg 1817, p. 34..

<sup>2)</sup> KARSTEN, Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde. Bd. IV.

RAMMELSBURG <sup>1)</sup>	3,411,
VOGEL <sup>2)</sup>	3,419.

Um die Mineraldiagnose des Egerans zu vervollständigen, stellte ich auch in optischer Hinsicht einige Untersuchungen an.

Der optische Charakter erwies sich in beiden Fällen als negativ. Um etwa vorhandene Anomalien festzustellen, untersuchte ich  $\parallel$  oP geschnittene Platten. Im parallelen polarisierten Lichte war eine deutliche Felderteilung nicht wahrnehmbar. Die Auslöschung erfolgte fast vollkommen einheitlich. Im konvergenten polarisierten Lichte zeigte das schwarze Kreuz der einachsigen Kristalle nur hin und wieder geringe Störungen. Die Farbenfolge der Interferenzringe war völlig normal. Im wesentlichen decken sich diese Angaben mit denen von KLEIN,<sup>3)</sup> der sich eingehend mit den optischen Eigenschaften des Vesuvians beschäftigt hat. Beiläufig sei hier erwähnt, daß er sich der Annahme von BRAUNS,<sup>4)</sup> der Vesuvian sei eine isomorphe Mischung zweier Komponenten, einer optisch positiven und einer optisch negativen Substanz, anschließt. Die abnormen optischen Eigenschaften mancher Vesuviane, z. B. die Deformierung des Achsenbildes, führte er auf den Einfluß der isomorphen Mischung zurück, welcher aber bei diesem Egeran überhaupt nicht zur Geltung kommt.

Zur Bestimmung der Doppelbrechung ließ ich in der optischen Werkstätte von Voigt & Hochgesang in Göttingen an zwei ausgesucht reinen Kristallen von Göpfersgrün und Haslau je eine Fläche  $\parallel$  c anschleifen und hochglänzend polieren. Die Messung der Brechungsexponenten dieser Kristalle wurde vorgenommen an dem Kleinschen Refraktometer, das von C. LEISS<sup>5)</sup> näher beschrieben worden ist. Die Methode, die dabei zur Anwendung kam, ist kurz folgende:

Da die Bestimmung auf totalreflektometrischem Wege ausgeführt werden sollte, war es zunächst notwendig, eine Flüssigkeit von höherem Lichtbrechungskoeffizienten als dem des Vesuvians zu verwenden. Um völlig sicher zu gehen, wurde chemisch reines Methylenjodid dazu gewählt, das im allgemeinen den Index 1,74<sup>6)</sup> besitzt.

Als Lichtquelle diente eine Natriumlampe, deren Leuchtkraft etwas reduziert werden mußte, da sonst das Gesichtsfeld in dem auf  $\infty$  eingestellten Beobachtungsfernrohr zu grell beleuchtet wurde. Dagegen lieferte zur Beleuchtung der stark absorbierenden Kristalle die Anwendung des Hohlspiegels durch Konvergenz der homogenen Lichtstrahlen bessere Resultate als die Benutzung des Planspiegels. Die Ablesung des Grenzwinkels gestaltete sich immerhin ziemlich schwierig, da die Grenzen zwischen einem helleren und dunkleren Gelb nur äußerst schwach sichtbar waren. Aus diesem Grunde wurden wiederholte Messungen desselben Kristalls vorgenommen, die erst, nachdem das Auge einigermaßen geübt war, übereinstimmende Resultate ergaben.

Die Ablesung am Vertikalkreis des Refraktometers ergab unmittelbar den Grenzwinkel  $w$  der Totalreflexion innerhalb der Glashalbkugel gegen die unter-

<sup>1)</sup> RAMMELSBURG, Über die chemische Zusammensetzung des Vesuvians. Pogg. Ann. Bd. 44.

<sup>2)</sup> VOGEL, Über die chemische Zusammensetzung des Vesuvians. Göttingen 1887, p. 52.

<sup>3)</sup> C. KLEIN, Optische Studien am Vesuvian. Neues Jahrb. f. Min. 1895, II, p. 106 ff.

<sup>4)</sup> R. BRAUNS, Optische Anomalien der Kristalle. 1891.

<sup>5)</sup> TSCHERMAKS mineralog. u. petrogr. Mitt. 23, 1904, p. 51.

<sup>6)</sup> Genauere Bestimmungen wurden ausgeführt von H. G. MADAN in Gloucester:  $n_D = 1,743$  (Journ. Roy. Mikroskop. Soc. 1897, 273) und von GLADSTONE:  $n_D = 1,7429$  bei 15° C. (LEISS, Opt. Instr. p. 51).

suchte Substanz. Der Brechungsexponent der letzteren  $n$  ließ sich, wenn  $N$  derjenige der Halbkugel ist, aus der Formel berechnen:

$$n = N \sin w.$$

$N_D$  der Glashalbkugel betrug 1,7469.

Die mittleren Resultate der Messungen waren folgende:

	Grenzwinkel	Brechungsindex
I. Egeran von Göpfersgrün	O = 78° 28'	$\omega_{na} = 1,7116$
	E = 77° 33'	$\varepsilon_{na} = 1,7058$
		$\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0,0058$
II. Egeran von Haslau	O = 79° 01'	$\omega_{na} = 1,7149$
	E = 78° 12'	$\varepsilon_{na} = 1,7100$
		$\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0,0049$

Der optische Charakter erwies sich also auch hier in beiden Fällen als negativ.

Die gefundenen Werte stimmen sehr gut überein mit den Angaben von ROSEBUSCH,<sup>1)</sup> der die Brechungsexponenten einer Reihe von Vesuvianen zusammengestellt hat. Er fand, daß die Indices innerhalb folgender Grenzen schwanken:

$$\begin{aligned} \omega_{na} &= 1,732 \text{ bis } 1,705 \\ \varepsilon_{na} &= 1,726 \text{ bis } 1,701 \\ \omega_{na} - \varepsilon_{na} &= 0,0060 \text{ bis } 0,0009 \end{aligned}$$

Überdies hatte HLAWATSCH<sup>2)</sup> auch schon eine Bestimmung der Doppelbrechung des Egerans von Haslau ausgeführt. Er fand für Na-Licht die Größe

$$0,00524,$$

die ebenfalls mit dem obengefundenen Resultat sehr gut übereinstimmt.

In Bezug auf einen Zusammenhang der optischen Eigenschaften mit der chemischen Zusammensetzung des Vesuvians erscheint mir eine Bemerkung desselben Forschers erwähnenswert:

„Gerade F und Mn, sowie das Verhältnis der Oxyde des Eisens scheinen bei den optischen Eigenschaften des Vesuvian eine große Rolle zu spielen; letztere scheinen überhaupt äußerst empfindlich gegen gewisse, vorderhand noch unbekannte Faktoren in der chemischen Zusammensetzung zu sein.“

Daß die Vesuviane von brauner Farbe, also auch der Egeran, einen relativ hohen Gehalt an FeO haben, hatte schon WEIBULL<sup>3)</sup> festgestellt; er hielt aber den Einfluß von Mn für sehr fraglich.

### III. Die mit dem Auftreten des Egerans verbundenen Kontakterscheinungen.

#### A. Göpfersgrün.

Um die Kenntnis über den Egeran von Göpfersgrün zu vervollständigen, wurde es für unumgänglich erachtet, die ihn begleitenden Kontakterscheinungen in Betracht zu ziehen. Weiterhin schien es angesichts der im vorstehenden enthaltenen übereinstimmenden Resultate über die Egerane von Göpfersgrün und Haslau von Belang, zu ermitteln, ob zwischen beiden Vorkommnissen auch bezüglich der vergesellschafteten Mineralien, der geologischen Verbandsverhältnisse, sowie der petrographischen Ausbildungsweise eine Analogie bestehe.

<sup>1)</sup> ROSEBUSCH: Mikroskopische Physiographie der petr. wichtigsten Min. II, p. 67.

<sup>2)</sup> TSCHERMAKS min. u. petr. Mitt. 21, 1902, p. 140.

<sup>3)</sup> GROTHS Zeitschr. f. Krist. u. Min. Bd. 25, 1896, p. 36.

Der Vesuvian, also auch der Egeran, gilt allgemein als Kontaktmineral, das durch Metamorphose von Kalkstein an einem Eruptivgestein, zumeist Granit, aus den dem Kalkstein beigemengten Verunreinigungen entstanden ist. Forscht man nach derartigen Erscheinungen bei den erwähnten Vorkommnissen von Göpfersgrün und Haslau, so sind die kontaktmetamorphen Einflüsse besonders bei Göpfersgrün unverkennbar, und bei Haslau ist durch zahlreiche Analogien kaum eine andere Deutung der Erscheinungen möglich.

Bereits GÜMBEL<sup>1)</sup> hatte den Egeran von Göpfersgrün als eine Kontaktbildung zwischen körnigem Kalk und Granit erkannt. Der körnige Kalk im Fichtelgebirge ist eine der interessantesten Einlagerungen in der hereynischen Phyllitformation. Er tritt in zwei gegen Westen getrennten Zügen zu Tage, was allem Anschein nach in einer gewaltigen Schichtenfaltung seine Ursache hat, und zeichnet sich durch ein weites Aushalten in der südwestlich-nordöstlichen Streichrichtung aus. Der südliche der Züge verläuft von Ebnath über Redwitz, Arzberg bis gegen Schirnding, während der nördliche sich von Eulenloh über Wunsiedel, Göpfersgrün, Thiersheim bis Hohenberg erstreckt. GÜMBEL<sup>2)</sup> sprach die Vermutung aus, daß sich die beiden Züge südöstlich von Hohenberg und nordöstlich von Schirnding unter der diluvialen und tertiären Überdeckung vereinigen. Ferner hatte er festgestellt, daß die Lagen des Kalkes meist geschlossen auftreten, oft auch durch Zwischenmittel getrennt oder selbst in einzelne konkordante Linsen zerteilt erscheinen. Mit einer derartigen separaten Linse scheint man es auf dem Otterbühl bei Göpfersgrün zu tun zu haben; denn eine direkt zusammenhängende Verbindung mit dem Wunsiedler Kalkzug ist nicht wahrnehmbar.

Der Granit stößt unmittelbar mit dem metamorphosierten Kalk zusammen. Die Kontaktgrenze selbst konnte nur, wie bereits erwähnt, an einer Stelle, und zwar in einer am östlichen Rande des Gehölzes gelegenen Pingel festgestellt werden. Ein Kontakt des Granites mit dem Phyllit, dem der Kalk konkordant eingelagert ist, ist am Otterbühl nicht aufgeschlossen.

Der metamorphosierte Kalk weist auf dem Gipfel des Hügels und am Südhang dieselbe Streichrichtung auf wie der Wunsiedler Kalkzug, während am Nordwesthang einige vom Waldboden entblößte Felspartien ein nordwestlich-südöstliches Streichen erkennen lassen, eine Abweichung, die vermutlich einem späteren gebirgsbildenden Einflusse zuzuschreiben ist. Gestützt wird diese Annahme durch die Tatsache, daß mehrfache tektonische Störungen gerade das Fichtelgebirge heimgesucht haben, das an der Stelle gelegen ist, wo sich zwei große Gebirgssysteme nahezu rechtwinklig schneiden.

Daß hier ferner eine Beziehung bestehe zu dem ungefähr 2 km in nordwestlicher Richtung lokal sehr beschränkt auftretenden metamorphen Kalke von Sinatengrün — ein Vorkommen, das A. SCHMIDT<sup>3)</sup> als östlich losgelöste Partie eines von ihm angenommenen, durch intensive Aufnahme von Kieselsäure veränderten dritten fichtelgebirgischen Kalkzuges auffaßt — ist als sehr zweifelhaft hinzustellen. Vielmehr scheint der Kalk auf dem Otterbühl eine der vorstehend erwähnten separaten Linsen zu sein, welche ihrer Lage nach der Richtung des Wunsiedler Kalkzuges eingeordnet sind.

<sup>1)</sup> GÜMBEL, Geognost. Beschr. d. Fichtelgeb. Gotha 1879. p. 341.

<sup>2)</sup> Ebenda, p. 339.

<sup>3)</sup> A. SCHMIDT, Beobachtungen über das Vorkommen von Gesteinen und Mineralien in der Zentralgruppe des Fichtelgebirges. Inaug.-Dissert. Erlangen. (Nürnberg 1895.) p. 28.

Die geringe etwa 15 m hohe Erhebung des Otterbühl über dem Plateau zwischen Göpfersgrün und Bernstein ist jedenfalls auf einen südlichen granitischen Ausläufer des Thiersheimer Massivs zurückzuführen, der mit Kalksteinpartien zusammentraf und diese kontaktmetamorph beeinflusste.

Auf der Oberfläche des Hügels ist der Wechsel zwischen Granit und Kalk zum Teil an der Vegetation und dem Auftreten der infolge Verwitterung des Granits herausgebröckelten Feldspate wahrnehmbar. Die Grenze zwischen den beiden Gesteinen verläuft nahezu in einer Zickzacklinie. Während am West- und Ostrande des Otterbühl ausschließlich Granit ansteht, greift der Kalk von Süden her, aus überdeckendem Ackerboden auftauchend, zungenartig über die Höhe und erstreckt sich in zwei breiten Streifen bis zum Fuße des Nordhanges, wo die Schichten schließlich wieder unter alluviales Schwemmland des in geringer Entfernung nördlich vorbeifließenden kleinen Baches untertauchen.

### Der Granit.

Der Granit ist seiner Beschaffenheit nach ziemlich wechselvoll. Besonders in der Nähe des Kontaktes wurden Stücke aufgefunden, die beträchtliche Schwankungen in der Struktur erkennen lassen. Der normale Typus, der am Westrande des Otterbühl fast ausschließlich entwickelt ist und am Ostrande in den von dem Kontakte entfernteren Zonen, ist ein mittelkörniger sogen. Fichtelgebirgsgranit (Zweiglimmergranit).

Unter dem Mikroskop erscheint der Orthoklas, der zuweilen in großen derben Massen auftritt, oft nicht mehr frisch, sondern ist vielfach von einem schmutzigen braunen Zersetzungsprodukt erfüllt. Eine Zwillingbildung ist äußerst selten wahrnehmbar. Dagegen zeigt der Plagioklas fast durchgängig die lamellare Verzwillingung nach dem Albitgesetz. Die Auslöschungsschiefe auf P ist sehr gering und deutet auf einen Oligoklas hin.

Bemerkenswert ist für die Feldspate, daß zum großen Teil nach der Kontaktgrenze zu die Sericitbildung stark um sich greift. Die feinen Sericitschüppchen durchsetzen die Feldspatindividuen wie ein dichtes Netzwerk, so daß es mitunter kaum mehr möglich ist, Orthoklase und Plagioklase zu trennen. Dann verraten nur die ab und zu noch spurenhafte vorhandenen Zwillinglamellen, daß man es mit einem Plagioklas zu tun hat.

Auffällig ist weiterhin das Auftreten von Mikroklin, der stellenweise einen außerordentlich beträchtlichen Anteil an der Gesteinszusammensetzung nimmt. Die bisweilen ziemlich großen Kristalle zeigen eine prachtvolle typische Gitterung. Eine winzige Andeutung des Mikroklingitters findet sich am Rande größerer Orthoklase, ein Zeichen dafür, daß dieses Mineral wenigstens randlich Mikroklinnatur zu besitzen scheint.

Der Quarz füllt in xenomorphen Partien als bei der Erstarrung des Granitmagmas zuletzt verfestigtes Mineral die Lücken zwischen den anderen Gesteinskomponenten aus. Er ist von schnurartig angeordneten Flüssigkeitseinschlüssen durchzogen, die teils völlig unregelmässig, teils annähernd parallel den Sprüngen verlaufen.

Der an Häufigkeit gegen den Quarz und die Feldspate zurücktretende Biotit zeigt keine besonders hervorzuhebenden Eigenschaften. Mit ihm vergesellschaftet sind hin und wieder die farblosen Blättchen des Muscovits, die sich unter  $\perp$  Nicols durch ihre lebhaft hyazinroten Polarisationsfarben deutlich markieren.

Von den accessorischen Gemengteilen wäre vor allem Apatit, der in Form kleiner Nadeln und Körner im Quarz und Feldspat liegt, zu nennen. An manchen Stellen kommen auch größere ovale Körner desselben vor, die jedoch meist korrodiert sind. Außerdem findet man seltener in den Plagioklasen eingebettet winzige Zirkone, die meist in Körnern, vereinzelt auch in deutlichen kleinen Kristallen ausgebildet sind.

Während das beschriebene Gestein, das am Westrande des Otterbühl gut aufgeschlossen ist, den normalen mittelkörnigen Typus darstellt, zeigt der Granit in einer Grube am Ostrand, die nur wenige Meter östlich von der Pinge liegt, in welcher der Kontakt aufgefunden worden ist, eine Modifikation:

Die normale mittelkörnige Struktur geht in eine auffällig feinkörnige über, — eine anderen Orts auch häufig beobachtete endogene Kontakterscheinung. Am Otterbühl kommt nun noch hinzu, daß in dieser feinkörnigen Modifikation der Biotit völlig zurücktritt. Dafür erscheint in winzigen schwarzen Nadelchen der Turmalin, der unter dem Mikroskop unverkennbar ist. Die kurzen gedrungenen Prismenschnitte sind hochgradig pleochroitisch (o = schwärzlichbraun, e = hellrebraun). Eine terminale Begrenzung durch Rhomboeder ist verhältnismäßig häufig. Die Basisschnitte geben ein deutliches Achsenbild und weisen eine ausgeprägte Zonarstruktur auf. Die randlichen Partien sind dunkler, der Kern heller gefärbt. Der Turmalin scheint den Biotit als dunklen Gemengteil völlig verdrängt zu haben. Die Modifikation könnte somit als ein echter Turmalingranit aufgefaßt werden. Es liegt die Vermutung nahe, daß der Turmalin infolge pneumatolytischer Vorgänge entstanden ist. Ob diese nun ihrerseits mit dem Auftreten des fluorhaltigen Vesuvians (Egerans) an der Kontaktgrenze in Beziehung stehen, kann mit Gewißheit nicht entschieden werden.

Außer dieser feinkörnigen turmalinhaltigen Modifikation ist unmittelbar an der Grenze des Kontaktes eine andere auffällige Veränderung des Granites zu konstatieren, die nicht als endomorphe Kontakterscheinung aufzufassen, sondern mechanischen Einflüssen zuzuschreiben ist. Es ist dies das Auftreten einer kataklastischen Struktur mit mehrfachen Stauchungserscheinungen. Die Auslöschung wird hochgradig undulös und dies erstreckt sich auf alle wesentlichen Gemengteile, vor allem auf die Quarze und Feldspate. Die Zwillinglamellen der Plagioklase und die Gitterung der Mikrokline zeigen oft arge Biegungen und Knickungen. Dazu kommt teilweise eine vollkommene Mörtelstruktur. So findet sich z. B. neben einem angebrochenen Mikroklinkristall, dessen Auslöschung noch völlig normal ist, ein Aggregat von Partikeln vorwiegend desselben, denen deutlich die Folgen einer Stauchung und Zerreißen aufgeprägt ist. Die Mikroklingitterung dieser zerstückelten Individuen ist außerordentlich verbogen, die Auslöschung mitunter gänzlich verwaschen. Als weitere Füllmasse dient ein Gemenge von Quarz- und Feldspatkörnern, von denen die letzteren randlich oft myrmekitisch struiert sind.

Ferner tritt an der unmittelbaren Grenze des Kontaktes eine kaum 1 cm breite Zone auf, die aus granitischen Bestandteilen mit angereicherten pyroxenischen Körnern besteht. Letztere sind vielfach zerbrochen und im Durchschnitt etwa 0,1 mm dick. Da diese Körner sich identisch mit dem durch die Kontaktmetamorphose entstandenen Diopsid der Kalksilikathornfelse erweisen, so drängt sich aus der kataklastischen Vermengung der Gemengteile der beiden Gesteine, welche nur auf diese Zone an der Kontaktgrenze beschränkt ist, die Deutung auf, daß ein von der Kontaktmetamorphose unabhängiger tektonischer Vorgang

hierzu die Ursache gewesen sei. Vermutlich sind diese Erscheinungen zurückzuführen auf eine Spalte, die nach beendigter Kontaktmetamorphose entstanden ist und zufällig die Kontaktgrenze getroffen hat, längs deren durch dynamische Vorgänge ein Ineinandergreifen der Gemengteile stattgefunden hat.

### Die metamorphisierten Sedimentgesteine.

Nach der Beschreibung des mit der Kontaktmetamorphose am Otterbühl verbundenen Eruptivgesteins sollen nunmehr die kontaktmetamorph beeinflussten Sedimente eine eingehende Behandlung erfahren. Die Gesteine sind sogenannte Kalksilikatfelse. Es herrscht jetzt allgemein die Ansicht, daß die Kalksilikate in einem durch meist kieselige und tonige Beimengungen verunreinigten Kalkstein durch Kontaktmetamorphose entstehen können, indem sie die Karbonate zum Teil oder vollkommen ersetzen. Vielfach werden diese Kalksilikatfelse wegen des oft unmittelbaren Angrenzens an Granit auch Kalksilikathornfelse genannt, um sie gleichzeitig analog dem aus Tonschiefer entstandenen Andalusithornfels als hochgradiges Kontaktprodukt zu charakterisieren. Im allgemeinen sind aber diese beiden Bezeichnungen nicht streng voneinander geschieden.

GRUBENMANN<sup>1)</sup> reiht die Kalksilikatfelse als Abkömmlinge von Sedimenten kalkig-kieseliger und mergeliger Natur unter die kristallinen Schiefer ein. Über den Ersatz der Kohlensäure durch Kieselsäure äußert er sich folgendermaßen: „Die Bedingungen, unter welchen die Kohlensäure durch die Kieselsäure ersetzt werden kann, sind noch nicht nach allen Richtungen erforscht. Wesentlich dabei ist erhöhte Temperatur; denn nach neueren Experimenten<sup>2)</sup> scheint festgestellt, daß der Aciditätsgrad wenigstens der Metakieselsäure den der Kohlensäure bei 500° übersteigt, daß also bei dieser Temperatur die Kohlensäure von der Kieselsäure aus ihren Verbindungen gedrängt wird; bei noch höheren Temperaturen wird letztere immer wirksamer. Dabei wird die Konzentration der Kohlensäure als konstant vorausgesetzt; Massenwirkungen dürfte diese Verdrängung wohl schon bei niedrigeren Temperaturen herbeiführen. Bezüglich des Druckes gilt selbstverständlich auch hier die Regel, daß er die Silicifikation dann befördern muß, wenn das neuentstehende Silikat ein kleineres Molekularvolumen besitzt als die Körper, aus welchen es sich bildet; auch in diesem Falle wird alsdann die Umwandlung schon unter 500° erfolgen können.“

Der verhältnismäßig gut übersichtliche, an den Granit unmittelbar anstoßende Kalksilikatfelskomplex auf dem Otterbühl bei Göpfersgrün, der überdies bisher noch nicht näher erforscht war, erschien als ein besonders geeignetes Gebiet zu einer eingehenden Untersuchung, der zugleich die Absicht zu Grunde lag, diese Kontaktgesteine — so wie sie am Otterbühl auftreten — nach ihrer petrographischen und chemischen Zusammensetzung mit besonderer Berücksichtigung der vermutlich erlittenen kontaktmetamorphen Beeinflussung zu gruppieren.

Soweit es die dortigen Aufschlüsse gestatteten, gelang es mit der wachsenden Entfernung von der Kontaktgrenze drei verschiedene Typen von Kalksilikatfelsen aufzustellen, die natürlich noch Zwischenglieder haben, also jedenfalls ineinander übergehen. In nachstehender Beschreibung sollen die Typen mit I, II und III bezeichnet werden.

<sup>1)</sup> GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer. II, Berlin 1907, p. 143 Anm.

<sup>2)</sup> J. KÖNIGSBERGER und W. MÜLLER, Versuche über die Bildung von Quarz und Silikaten. Min. Zentralblatt 1906, Heft XI—XII.

## Typus I.

Das anscheinend im höchsten Grade kontaktmetamorph beeinflusste Gestein tritt in unmittelbarer Nähe der Grenze des Kontaktes auf. Es läßt eine deutliche Parallelstruktur erkennen und hat im ganzen eine olivgrüne Farbe. Dichte dunkelgrüne pyroxenische Lagen von 0,5—2,0 mm Stärke wechseln mit helleren dünneren Streifen von Quarz und Feldspat, die aber nicht durchgängig parallel sind, sondern teils in schmale Linien auslaufen, teils sich miteinander vereinigen. Calcit ist als wesentlicher Gesteinsgemengteil nicht mehr vorhanden. Das Gestein braust, mit Salzsäure befeuchtet, nicht auf. Egeran ist zumeist makroskopisch sichtbar in Form kleiner, höchstens stecknadelkopfgroßer, brauner kristallinischer Partien.

Unter dem Mikroskop erscheint als entschieden vorherrschend im Gestein ein monokliner lichtgrüner Pyroxen. Meist tritt er nur in unregelmäßig begrenzten Körnern auf, die zuweilen eine Größe von 0,5 mm annehmen. Basisschnitte mit nahezu senkrecht sich kreuzenden Spaltrissen sind verhältnismäßig selten aufzufinden. Die maximale Auslöschungsschiefe in der Prismenzone (34—40°) spricht für Diopsid.

Mit dem Diopsid vergesellschaftet ist vielfach der Egeran, doch steht er an Menge bedeutend hinter dem Pyroxen zurück. Meist ist er in unregelmäßig begrenzten Aggregaten ausgebildet. Er löscht gerade aus und die Prüfung mit dem Gipsblättchen ergibt einen optisch negativen Charakter. Seine hohe Lichtbrechung, das reliefartige Hervortreten und die chagrinierte Oberfläche, ferner die niederen, meist schmutzig-graugrünen Polarisationsfarben lassen das Mineral fast in jedem Falle sofort erkennen. Häufig ist der Egeran siebartig durchbrochen. Die Löcher sind von Quarz oder Pyroxen ausgefüllt.

Zoisit ist gegenüber dem Egeran sehr selten. In der Nähe der Pyroxene gewahrt man weiterhin oft kleine spießige Nadelchen, die terminal häufig in Strähnen ausgezogen sind. Ihrer geringen Auslöschungsschiefe nach (5—10°) sind sie als zugehörig zur Amphibolgruppe zu erachten. Allem Anscheine nach ist es Strahlstein.

Neben Diopsid und Strahlstein findet sich, allerdings verhältnismäßig selten, ein hochlichtbrechendes isotropes Mineral, das für Granat zu halten ist. Es enthält kleine körnige Einschlüsse von Pyroxen und Quarz. Eine deutliche Kristallumgrenzung ist nicht erkennbar.

Titanit kommt in vereinzelt unregelmäßigen Körnern vor. Mitunter umschließt er saumartig Reste von Titaneisenkristallen, die randlich sehr tiefgehende Einbuchtungen aufweisen. Einen Umwandlungsvorgang von Titaneisen in Titanit anzunehmen, liegt hier sehr nahe.

Außerdem findet man hie und da verstreut kleine opake Eisenerzpartikel, die nach der speisgelben Farbe im auffallenden Lichte als Pyrit zu deuten sind.

Als Füllmasse mit Vorliebe zwischen Diopsid- und Strahlsteinindividuen erscheinen an einigen Stellen unregelmäßig begrenzte, honiggelb bis rotgelb gefärbte Partien. Etwa vorhandene Polarisationsfarben werden durch die intensive Eigenfarbe verdeckt. Dieses Produkt scheint auch wie ein gelber Saft auf Sprüngen in hellere Mineralien eingedrungen zu sein. Die oft mitten in den gelblichen Massen liegenden braunroten Partien von deformierten Eisenoxydtäfelchen lassen vermuten, daß man es mit einem daraus hervorgegangenen eisenschüssigen Zersetzungsprodukt zu tun hat.

Die Parallelstruktur des Gesteins markiert sich unter dem Mikroskop besonders deutlich. Die einzelnen Mineralindividuen, namentlich die Diopside, haben zum großen Teil ihre Längsachsen parallel gerichtet.

Wechsellagernd mit den beschriebenen basischen Gesteinskomponenten erscheint ein feinkörniges Quarz-Feldspatgemenge, das vielfach eine geradezu typische Pflasterstruktur annimmt. Unter den Feldspaten ist der Orthoklas bei weitem am häufigsten vertreten. Zuweilen nimmt man auf ihm eine feine Bestäubung wahr. Nur hin und wieder zeigen sich Plagioklaskörner, die ihrem optischen Verhalten nach den natronreichen Gliedern der Reihe zuzurechnen sind. Vereinzelt erscheinen auch Mikrokline mit deutlicher feiner Gitterung.

In den Feldspaten liegen zerstreut Apatite in kleinen terminal abgerundeten Prismen und Körnern, die sich an manchen Stellen truppweise zu regellosen Haufen zusammenscharen. Seltener treten größere Körner auf, die gerundet oder oval gestaltet sind oder tiefe Einbuchtungen am Rande aufweisen.

Dem Apatit sehr ähnlich ist ein lichtiges hochlichtbrechendes Mineral, das in Längsschnitten gerade auslöscht und dieselben niederen grauen Polarisationsfarben hat wie Apatit. Nur ist der optische Charakter positiv. Vermutlich sind diese lichten Mineralkörner mit dem lichten Zoisit identisch, den WEINSCHENK<sup>1)</sup> anhangsweise erwähnt.

Die siebartige Durchlöcherung mancher Gesteinskomponenten, insbesondere des Egerans, und die Pflasterstruktur des Quarz-Feldspatgemenges treten nebeneinander im Gestein auf: Die wesentlichen Merkmale einer Hornfelsstruktur. Mithin kann man den Typus I als einen echten Kalksilikathornfels ansprechen. Er ist als ein hochgradig kontaktmetamorph beeinflusstes Produkt aufzufassen.

Der Egeran verrät durch seine verhältnismäßig ansehnliche Beteiligung an der Zusammensetzung dieses Gesteins gegenüber den später zu besprechenden Typen, daß er in seinem Auftreten die Nähe der Kontaktgrenze bevorzugt.

Die Anhäufung des Egerans kann stellenweise so bedeutend werden, daß er die anderen Gesteinskomponenten weit an Menge übertrifft, und man ist berechtigt, dann das Gestein mit Egeranfels zu bezeichnen. Da eine derartige Ausbildung aber keineswegs durchgängig, sondern nur vereinzelt an der Granitgrenze, vielfach aber auch mitten im Gestein vom Typus I auftritt, so kann dieser Egeranfels nicht als ein besonderer und zwar extremster Typus aufgefaßt werden, sondern nur als eine Modifikation des Typus I.

#### Egeranfels (Modifikation von Typus I).

Das Gestein ist im wesentlichen ein Aggregat von Egerankristallen, wie es sich besonders in der einen am Ostrande des Gehölzes auf dem Otterbühl gelegenen Pinge findet, innig gemengt mit Diopsid zu einem hornfelsartigen Gefüge. Es ist das derselbe Egeranfels, der schon vorstehend (Seite 103) bei der Beschreibung des Göpfersgrüner Egeranvorkommens erwähnt worden ist. Die Egerankristalle erreichen in dieser Modifikation durchschnittlich eine Grösse von 1—2 cm, und das zur chemischen und optischen Untersuchung des Minerals verwendete Material stammt auch von Kristallen aus diesem Gestein.

Als Füllmasse zwischen den einzelnen größeren Kristallen des Egeranaggregates erscheint nicht selten spätiger Calcit, während er im normalen Typus I völlig fehlt. Wenn die Egerankristalle auf Bruchflächen herausgewittert oder herausgefallen sind, so kann man auf den stehengebliebenen Kalkspatpartien vielfach noch deutlich die Abdrücke der feinen prismatischen Riefung der Egerane

<sup>1)</sup> WEINSCHENK, Gesteinsbildende Mineralien, 1901, p. 83.

wahrnehmen. Ob der Calcit der nach Bildung der Kalksilikate übriggebliebene unveränderte Rest des ursprünglichen kohlen-sauren Kalkes ist, oder ob seine Entstehung sekundären Charakter trägt, läßt sich hier nicht entscheiden. Ferner gehören Partien von grauem, trübem Quarz, der viele Flüssigkeitseinschlüsse besitzt, und einem gelblichweißen feldspatigen Material zu den nie fehlenden mit dem Egeran vergesellschafteten Mineralien. Unter dem Mikroskop ist bei dem Egeranfels die Siebstruktur besonders gut wahrnehmbar. Die Höhlungen sind wiederum mit Quarz und Pyroxen ausgefüllt. Letzteres Mineral kann in solchen Fällen zuweilen eine Größe von 0,2 mm annehmen und ist auch häufig automorph ausgebildet. Vielfach erscheint der Egeran in den Präparaten wie übersät von dunklen strichförmigen Mikrolithen, deren Natur nicht näher ergründet werden konnte.

### Typus II.

Dieser Typus umgreift die kontaktmetamorphen Sedimente am Otterbühl, die nicht in unmittelbarer Nähe des Kontaktes, sondern in mittlerer Entfernung davon gefunden wurden. Der wesentliche Unterschied von Typus I besteht darin, daß in diesen Gesteinen kohlen-saurer Kalk enthalten ist, wenn auch in nicht gerade großen Mengen.

Schon äußerlich weist das Gestein, das man namentlich auf der Halde des Nordhanges antrifft, einen Unterschied in der Farbe auf. Das intensive Olivgrün tritt nicht auf, dafür finden sich Abstufungen von Bräunlichgraugrün bis Graublau. Das Gestein nähert sich dem Charakter eines Kalksteins, nur zeigt es auf den Bruchflächen grünliche pyroxenische Schichtungslinien. Beim Befeuchten mit Salzsäure verrät das schwache Aufbrausen, daß Calcit als Gesteinsgemengteil vorhanden ist.

Schmale Quarztrümer, die das Gestein durchschwärmen, gehören nicht zu den Seltenheiten.

Unter dem Mikroskop erscheint der teilweise irregulär gestaltete Diopsid ebenfalls als einer der wesentlichsten Gesteinsgemengteile. Daneben sind verhältnismäßig häufig die langgezogenen schmalen Leisten des Strahlsteins, welche durch die parallele Lagerung der strahligen Bündel zum geschieferten Charakter des Gesteins beitragen. Bemerkenswert ist, daß der Egeran an Häufigkeit zurücktritt; dafür nimmt der Zoisit einen größeren Anteil an der Gesteinszusammensetzung. Seine meist deutliche Spaltbarkeit an größeren Individuen läßt ihn von dem Egeran leicht unterscheiden. Bei kleineren Individuen ist dagegen eine Unterscheidung oft kaum möglich. Die Polarisationsfarben spielen bei selbst nur geringer Verschiedenheit der Dicke der Blättchen ineinander über. Der Vesuvian hat vorzugsweise das Schmutziggraugrün, der Zoisit das intensive Lavendelblau; doch finden oft auf einem Individuum Übergänge zwischen diesen Farben statt. Ein Unterscheidungsmerkmal wäre noch, daß der Vesuvian im gewöhnlichen Licht vielfach von einem schwach rötlichgelben Schimmer überzogen ist, während der Zoisit meist licht und ungetrübt erscheint. Der Calcit tritt als bald mehr staubartige, bald mehr spätige Füllmasse auf.

Die Accessorien sind dieselben wie bei Typus I. Die Verteilung aller dieser Kontaktmineralien im Gestein ist äußerst wechselvoll. Teils tritt der Diopsid, der die anderen Komponenten bei weitem an Häufigkeit übertrifft, in größeren Kristallen aggregiert auf, teils findet er sich in einem fast unentwirrbaren Gemenge kleiner

und winzigster Körnchen vereint mit Zoisit, Vesuvian, Strahlstein und vereinzelt auch Titanit.

Neben dem körnigen Quarz-Feldspatgemenge, das auch hier als Zwischenlage nicht fehlt, erscheint in gleicher Weise oder als Füllmasse der Calcit. Zwillingbildung nach  $-\frac{1}{2}R$  ist verhältnismäßig häufig. Oft sind die einzelnen Kalkspatindividuen aneinander gereiht parallel der Schichtung und bilden gewissermassen dünne Lagen im Gestein. Eine mikrochemische Prüfung von nicht verzwilligten Partien mit  $FeCl_3$  ergab fast durchgängig reinen Calcit. Nur verschwindend geringe Stellen deuteten durch Ausbleiben der Reaktion auf einen dolomitischen Gehalt hin.

Die Lagen des kohlensauren Kalkes und der Kalksilikate erscheinen mitunter eng aneinander gedrängt. An manchen Individuen weist eine schwache Verbiegung der Zwillinglamellen und eine undulöse Auslöschung auf Stauchungserscheinungen hin. Schmale Trümer von körnigem polysynthetischem Quarz setzen unregelmäßig durch das Gestein, teils parallel, teils quer zur Schichtung.

### Typus III.

Als dritter Typus der metamorphen Kalke auf dem Otterbühl ist das Gestein anzusprechen, das anscheinend verhältnismäßig am wenigsten von der Kontaktmetamorphose beeinflusst worden ist. Es ist relativ am weitesten von der Kontaktgrenze entfernt und findet sich an einigen Schurfen am unteren Nordhange, ferner im nordwestlichen Gehänge des Hügels und am Südrande des niederen Fichtenbestandes nach der Thiersheimer Straße zu.

Mit verdünnter Salzsäure befeuchtet, braust das Gestein lebhaft auf und deutet auf einen beträchtlichen Gehalt von Calcit hin.

Die frischen Stücke des Gesteins zeigen eine hellgraue bis blaugraue Farbe; die angewitterten Stellen haben einen bräunlichgrünen Ton angenommen. Das Gestein ist parallel struiert, wenn auch nicht so ausgeprägt wie die in höherem Grade kontaktmetamorph beeinflussten Kalkgesteine, bei denen gerade die Entwicklung der Kalksilikate in einer Weise erfolgt zu sein scheint, welche in einer wohlerkennbaren Parallelstruktur ihren Ausdruck fand. Die winzigen Spaltflächen des Kalkspates sind schon auf den Bruchflächen sehr deutlich zu sehen, so daß man auf den ersten Blick den Charakter des Kalksteins erkennt, trotz aller beigemengten Verunreinigungen.

Unter dem Mikroskop fällt die Wechsellagerung von fast reinem körnigem Kalk mit Schichten von dem Gemenge der Kalksilikate sofort ins Auge. Die Menge des Calcits kann an einigen Punkten so überhandnehmen, daß man im Gesichtsfeld des Mikroskops bei mittlerer Vergrößerung nur Calcit wahrnimmt, in dem nur einzeln verstreute Körner von Quarz und Pyroxen eingebettet liegen. An anderen Stellen bilden die Lagen des Kalksilikatgemenges ein typisches, geradezu unauflösbares Gewirr von Mineralpartikelchen. Nach den Polarisationsfarben der winzigen Körnchen scheint der Diopsid die anderen Komponenten wieder an Menge zu übertreffen. Den Kalksilikaten gesellen sich mitunter geringe Ansammlungen von Eisenerzpartikeln zu. Körnige Massen von Quarz und Feldspat liegen oft regellos zwischen den basischen Gemengteilen, seltener nehmen sie ganze Lagen ein.

Jedenfalls hat der Calcit einen ganz beträchtlichen Anteil an der Zusammensetzung des Gesteins. Er zeigt auch einige Modifikationen in seiner Ausbildung. Am Fuße des Nordabhanges des Otterbühl tritt er in feinen gekörnelten Massen

im Wechsel mit größeren einheitlichen Partien auf, deren Zwillingslamellierung eine starke Stauchung erlitten zu haben scheint. In dieser Calcitmasse liegt mit nur schwach angedeuteter paralleler Schichtung ein Aggregat von Quarz, das von vielen Schnüren von Flüssigkeitseinschlüssen durchzogen ist, und Feldspat. Der Kalkspat umgibt oft in ausgezeichneter Flaserung die anderen körnigen Gesteinsgemengteile, unter denen Egeran nur selten, Zoisit schon häufiger anzutreffen ist.

### Überblick und petrographisch-chemische Zusammenstellung.

Beim Überblick über diese drei Typen der Kalksilikaffelse vom Otterbühl ist eine gewisse Ähnlichkeit in der Mineralausbildung und Struktur nicht zu verkennen. Die einzelnen Mineralien, die meist in hohem Grade unregelmäßig begrenzt sind, greifen auf allerlei Weise ineinander ein. Während im Typus I an der Kontaktgrenze die ausgeschiedenen Körner der Kalksilikate größer erscheinen als in weiterer Entfernung vom Kontakt, so scheint besonders bei den Typen II und III die Neigung zu bestehen, rundliche winzige Körner zu bilden, die oft bis zu globulitähnlicher Größe hinabsinken. BRÖGGER<sup>1)</sup> fand eine ganz ähnliche Ausbildung bei den Kalksilikathornfelsen im Hornblendegranit auf Eker. Die Frage nach der Entstehung dieser Struktur beleuchtet er wie folgt: „Die durch den Kontakt gebildeten Mineralien haben sich gegenseitig in ihrer Kristallisation gehemmt; infolgedessen finden wir ganz allgemein vollständig gerundete oder elliptische Umriss; bei sehr kleinen Dimensionen globulitähnlich, indem sie unvollkommen oder nicht mehr das Licht polarisieren. Das Verhältnis der Kristallisationskraft der sich ausscheidenden Substanz zum Widerstand der umgebenden Masse bestimmte die unvollkommene Aggregierung der Moleküle der kleinsten Individuen (der Globulite), wie die häufigen gerundeten oder ellipsoidischen äußeren Umriss der größeren Individuen. Die Auskristallisation der verschiedenen Kontaktmineralien erfolgte zum Teil nachweisbar gleichzeitig, da sie einander gegenseitig als Interpositionen einschließen, weshalb in solchen Fällen keine konstante Folge der Kristallisation vorhanden ist. Die Strukturverhältnisse der Kontaktgesteine scheinen ganz ungezwungen mit der gewöhnlichen Annahme, daß die Kontaktmetamorphose wesentlich eine Umkristallisation der festen Gesteine gewesen sei, übereinzustimmen.“ Daß eine derartige Umkristallisation auch bei den Gesteinen am Otterbühl vor sich gegangen sei, kann man nach den geschilderten Strukturverhältnissen mit Recht annehmen.

Die chemischen Analysen der drei Gesteinstypen ergaben folgende Resultate:

	I.	II.	III.
SiO <sub>2</sub>	60,01	55,51	46,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,73	6,47	8,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	1,70	0,88
FeO	2,92	4,66	1,84
CaO	11,70	19,78	21,85
MgO	2,93	4,02	2,42
K <sub>2</sub> O	1,02	0,47	1,78
Na <sub>2</sub> O	2,98	0,71	1,88
H <sub>2</sub> O	1,41	1,30	Spuren
CO <sub>2</sub>	—	4,17	14,40
	100,90	98,79	99,76
spez. Gew.	2,708	2,980	2,761

<sup>1)</sup> BRÖGGER, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882, p. 369.

Von den Typen II und III wurden je eine Partialanalyse des in HCl Löslichen und Unlöslichen ausgeführt und deren Resultate zur Gestaltung einer Vollanalyse benutzt, für welche die Alkalien, FeO und H<sub>2</sub>O besonders bestimmt wurden. Die Ergebnisse der Partialanalysen waren folgende:

	II.	III.	
In HCl löslich	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	1,16
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,06	0,96
	(+ FeO als Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )		
	CaO	5,07	17,77
	MgO	0,18	0,43
In HCl unlöslich	SiO <sub>2</sub>	55,51	46,15
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,25	7,40
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,82	1,97
	(+ FeO als Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )		
	CaO	14,71	4,08
	MgO	3,84	1,99
Den in HCl löslichen Teilen von CaO u. MgO entsprechen	CaCO <sub>3</sub>	9,04	31,70
	MgCO <sub>3</sub>	0,38	0,90

Aus der Zusammenstellung der Analysen ergibt sich eine Reihe von Folgerungen:

1. Nach der Kontaktgrenze hin wird der SiO<sub>2</sub>-Gehalt größer, während der CaO-Gehalt abnimmt. Mithin ist eine Zufuhr von SiO<sub>2</sub> wahrscheinlich.

2. Die CO<sub>2</sub>, welche im Typus III noch sehr reichlich vorhanden ist, nimmt nach der Kontaktgrenze hin ab. Durch vermehrte Bildung von Kontaktmineralien wird sie schließlich völlig durch SiO<sub>2</sub> verdrängt (Typus I), eine Tatsache, die sich vollkommen mit der allgemeinen Annahme der kontaktmetamorphen Entstehung der Kalksilikate deckt.

3. Der dolomitische Gehalt ist sehr gering; denn das an Kohlensäure gebundene Element ist weitaus überwiegend Ca, während Mg noch nicht ein halbes Prozent erreicht.

4. Die Zunahme des H<sub>2</sub>O-Gehaltes scheint mit Wasserdampf enthaltenden Gasen, die dem Magma des Granites entströmt sind, in Zusammenhang zu stehen.

5. Die Werte der Tonerde und der Alkalien zeigen verschiedentliche Schwankungen. Ob hierzu eine Zufuhr von feldspatigem Material aus dem Eruptivgestein die Ursache gewesen ist, kann nicht mit Gewißheit behauptet werden.

6. Der relativ hohe Gehalt an FeO, der vermutlich zum großen Teil an den Pyroxen gebunden ist, deutet auf einen verhältnismäßig eisenreichen Diopsid hin.

7. Das höhere spezifische Gewicht von Typus II erklärt sich aus dem überwiegenden Gehalt an Pyroxen. Typus I ist leichter wegen der größeren Menge von Quarz und Feldspat, Typus III wegen der Anhäufung von Calcit.

Um die drei Gesteinstypen einer weiteren Betrachtung im Hinblick auf ihre chemisch-petrographische Stellung zu unterziehen, wurde die von GRUBENMANN<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer, II. Berlin 1907. p. 12. — Auszugsweise sei erwähnt: FeO wird zu Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> geschlagen, H<sub>2</sub>O vernachlässigt. Von den bleibenden sieben Posten werden nach Umrechnung auf 100 die Molekularproportionen und schließlich Molekularprocente bestimmt, woraus die Gruppenwerte berechnet werden: S = SiO<sub>2</sub>; A = Summe der Alkalien, im Verh. 1 : 1 an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> gebunden; C = CaO, ebenfalls 1 : 1 an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> gebunden; F = FeO + MgO + M; M = eventueller Rest von CaO, zu dessen Bindung im Verh. 1 : 1 die Menge von Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nicht ausreichte;

angegebene Berechnung der Bauschanalysen zu Rate gezogen. GRUBENMANN hatte bei seinem Versuch, die kristallinen Schiefer nach dieser Methode zu klassifizieren, die Kalksilikatgesteine als eine besondere Gruppe unter den kristallinen Schiefen aufgestellt, wobei er aber ausdrücklich bemerkt,<sup>1)</sup> daß wegen des oft lokalen und vereinzelt Auftretens die genetischen und paragenetischen Verhältnisse noch wenig aufgeklärt seien. Er fügt hinzu, daß die Kontaktmetamorphose gerade bei dieser Gesteinsgruppe öfters hineinspiele, wodurch gewisse Modifikationen eintreten können.

Die Berechnung nach GRUBENMANN ergab folgende Resultate:

	I.	II.	III.
Molekularprocente:			
SiO <sub>2</sub>	64,0	59,8	55,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,5	6,7 4,1	6,1
FeO	3,6	5,6	2,6
CaO	13,4	22,9	28,2
MgO	4,7	6,5	4,3
K <sub>2</sub> O	0,7	0,3	1,4
Na <sub>2</sub> O	3,1	0,8	2,2
	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte:			
S	64,0	59,8	55,2
A	3,8	1,1	3,6
C	6,7	3,0	2,5
F	15,0	32,0	32,6
M	6,7	19,9	25,7
T	0,0	0,0	0,0
K	1,3	1,3	0,9
Projektionswerte nach OSANN:			
a	3,0	0,6	1,9
c	5,2	1,7	1,3
f	11,8	17,7	16,8

Nach den von GRUBENMANN angegebenen Gruppen- und Projektionsmittelwerten für die Kalksilikatgesteine

$$\begin{aligned}
 S &= 55,5 & M &= 19,5 & a &= 0,5 \\
 A &= 1,2 & T &= 0,0 & c &= 3,0 \\
 C &= 5,5 & K &= 1,1 & f &= 16,5 \\
 F &= 30,5 & & & &
 \end{aligned}$$

reihen sich die untersuchten Gesteine der Gruppe völlig ein. Vor allem zeigen sie das hauptsächlichste Merkmal dieser Gruppe, daß M infolge des hohen Kalkgehaltes sehr beträchtlich werden kann, was zur Folge hat, daß T stets gleich 0 ist.

Eine gewisse Sonderstellung unter den drei Typen nimmt der Typus I ein, in welchem die femischen Gemengteile etwas gegenüber den salischen zurücktreten, eine Erscheinung, die vermutlich auf die Einwirkung einer hochgradigen Kontaktmetamorphose zurückzuführen ist, mit der höchstwahrscheinlich auch eine Zufuhr von salischem Material aus dem Eruptivgestein verbunden war.

T = Rest von Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, der nach Sättigung der Alkalien und des CaO mit Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (im Verh. 1:1) noch übrig bleiben kann.  $K = \frac{S}{6A + 2C + F}$  (Aciditätsgrad des Gesteins). Wenn  $K > 1$ , muß freier Quarz vorhanden sein; er muß aber nicht fehlen, wenn  $K < 1$ . — Bezüglich der OSANN'schen Projektionswerte cf. auch TSCHERMAKS min. u. petr. Mitt. 19, p. 362.

<sup>1)</sup> a. a. O. p. 144.

Jedenfalls für die Anreicherung von freiem Quarz spricht, daß bei Typus I und II  $K > 1$  ist.

### Anhang.

Nach der eingehenden petrographisch-chemischen Betrachtung der Kalksilikatgesteine am Otterbühl sollen noch einige geologisch mit diesen Gesteinen lokal in Zusammenhang stehende Erscheinungen erwähnt werden.

An manchen Stellen in der Nähe der Kontaktgrenze hat der Granit den metamorphen Kalk vielfach durchtrübert. Sehr deutlich sichtbar ist das an einem auf dem oberen Nordhang geschlagenen Handstück, wo eine äußerst feinkörnige Granitintrusion von etwa 3 cm Mächtigkeit die geschichteten Lagen des Kalksilikatgesteins aufgeblättert und sich konkordant dazwischen gezwängt hat.

Häufiger noch als diese granitischen Trümer finden sich solche von reinem Quarz. Diese sind entweder aufzufassen als das vollkommen saure Endglied einer magmatisch differenzierten Granitramifikation oder als Apophysen eines größeren Quarzganges, der in erzgebirgischer Richtung über den Nordhang des Otterbühl verläuft.

Der Quarz ist fast durchgängig milchig getrübt und zeigt mitunter auch eine blaugraue Farbe. Nur in Drusen und auf Klüften erscheint er als prächtiger wasserklarer Bergkristall mit schönen hexagonalen Prismen, an denen zuweilen auch die kleinen trigonalen Trapezoëderflächen wahrnehmbar sind. Außer in Gängen und Trümmern kommt der Quarz noch in Knauern vor, die zum Teil bis faustgroß werden können und meist auch die trübe Farbe haben.

Unter dem Mikroskop erweist sich der getrübt Quarz überaus reich an Flüssigkeitseinschlüssen von allen erdenklichen Formen, die oft außerordentlich zerfetzt und zerschlitzt erscheinen. Öfters enthalten sie eine deutlich wahrnehmbare Libelle, bei denen vielfach eine lebhaftige Beweglichkeit beobachtet werden konnte. Beim Erwärmen verschwand die Libelle nicht; mithin erwies sich, daß die Flüssigkeit in den Einschlüssen keine flüssige Kohlensäure war. Die Größe der Interpositionen schwankt innerhalb weiter Grenzen. Bei einem ziemlich langgestreckten gekröseartigen Einschluß wurde mit dem Okularmikrometer eine Länge von 40 Mikron gemessen, während der Durchmesser der kleinsten sichtbaren Flüssigkeitseinschlüsse auf etwa 0,5 Mikron bestimmt wurde.

Außer den beschriebenen Quarzen wäre noch ein Gesteinsvorkommnis vom Otterbühl erwähnenswert, das einiges Interesse in Anspruch zu nehmen verdient. Am Nordostfuß des Hügels stößt man auf einzelne anstehende Blöcke eines calcitfreien schiefrigen dunkelgraublauen Gesteins, das auf den der Schieferung parallelen Flächen einen glimmerigen phyllitartigen Glanz aufweist. Unter dem Mikroskop ist zu ersehen, daß es hauptsächlich aus Quarz, Feldspat, hellem Glimmer, hellgrünem Amphibol, sowie Titanit, Granat und vereinzelt pyroxenischen Körnern besteht.

Hieraus und aus der Bauschanalyse ergibt sich, daß man es mit einem alkalireichen kristallinen Schiefer zu tun hat, welche Auffassung auch durch die Berechnung nach GRUBENMANN bestätigt wird. Vermutlich ist das Gestein als zugehörig zu betrachten zu dem Hangenden der Kalklinse: zu der hercynischen Phyllitformation.

Die Resultate der Analyse und ihrer Berechnungen sind folgende:

	Bauschanalyse:	Molekularprozent:
SiO <sub>2</sub>	64,89	72,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,72	11,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	—
FeO	3,41	4,7
CaO	3,33	4,0
MgO	1,52	2,6
K <sub>2</sub> O	3,35	2,4
Na <sub>2</sub> O	2,37	2,6
H <sub>2</sub> O	1,79	—
CO <sub>2</sub>	—	—
	99,16	100,0
spez. Gew. 2,730.		

Gruppenwerte:						
S	A	C	F	M	T	K
72,6	5,0	4,0	7,3	0,0	2,1	1,6.

Projektionswerte nach OSANN:

a	c	f
6,1	4,9	9,0.

Das Gestein wäre somit der Gruppe der Alkalifeldspatgneise, unter denen auch phyllitische Gesteine inbegriffen sind, zuzurechnen, für welche GRUBENMANN<sup>1)</sup> folgende Mittelwerte angibt:

S = 76,5	M = 0,0	a = 8,5
A = 3,8	T = 1,0	c = 3,5
C = 2,0	K = 1,6	f = 8,0
F = 5,7		

Die Behandlung der Gesteinsvorkommnisse auf dem Otterbühl bei Göpfersgrün kann hiermit, soweit es die gefundenen Aufschlüsse gestattet haben, als abgeschlossen gelten.

## B. Haslau bei Eger.

Den mit dem Vorkommen des Egerans in Zusammenhang stehenden Kontakterscheinungen von Göpfersgrün sollen nunmehr die von Haslau bei Eger vergleichend an die Seite gestellt werden.

Die hauptsächlichste Fundstätte des Egerans von Haslau ist ein Steinbruch am Westabhang des „Burgstalls“, eines Berghanges, der nahezu 1 km nördlich von Haslau gelegen ist.

Daß man es hier auch mit einer Kontaktmetamorphose zu tun hat, erhellt aus verschiedenen Tatsachen: Das Eruptivgestein, der Granit, findet sich in großer Nähe des Egeranvorkommens. Der Egeran selbst tritt hauptsächlich in einem grünlichen schieferartigen Gesteine auf, das schon auf den ersten Anblick eine große Ähnlichkeit aufweist mit dem ebenfalls egeranführenden Typus I der Göpfersgrüner Kalksilikatgesteine. Wenn auch die Kontaktgrenze selbst nicht aufgeschlossen ist, so ergibt sich doch aus mancherlei Analogien, daß das fragliche Gestein ein kontaktmetamorph umgewandelter Kalkstein ist. Es wird auch schon von älteren Autoren erwähnt. WERNER<sup>2)</sup> hatte noch eine sehr unklare und unvollkommene Vorstellung von dem Gestein, in welchem ihm „vorwiegend Feldspat und etwas Hornblende schiefrig gemengt“ erschien, ferner bemerkte er, „daß das Ganze

<sup>1)</sup> GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer, II, Berlin 1907, p. 23.

<sup>2)</sup> FREIESLEBEN, Letztes Mineralsystem von A. G. WERNER, Freiberg 1817, p. 35.

wahrscheinlich auf einem Lager in Glimmerschiefer bräche“. REUSS<sup>1)</sup> faßte das Gestein bereits als eine „vom Granite rings umschlossene Lagermasse von geringer Ausdehnung“ auf und gab ihm, da er es wegen seiner eigentümlichen Beschaffenheit keiner der damals bekannten Felsarten unterordnen wollte, nach der darin vorkommenden charakteristischen Mineralspezies, dem Egerane, den Namen Egeranschiefer. Er äußert aber noch nichts über die genetischen Beziehungen. Erst JOKÉLY<sup>2)</sup> sprach eine Vermutung darüber aus, die den wahren Verhältnissen sehr nahe zu kommen scheint: „Ob dieses Gestein im ganzen eine selbständige Bildung sei, oder ob es, wie es manche Umstände im Hinblick auf andere Lokalitäten nicht unwahrscheinlich machen, mit einem Kalksteinlager, welches nun aber gänzlich fortgeführt ist, in näherer Beziehung gestanden, wo dann diese schieferartigen Gebilde gleichsam als Liegendschichten desselben zu betrachten wären, läßt sich jetzt mit Gewißheit nicht mehr entscheiden.“ Noch einen Schritt weiter ging LAUBE.<sup>3)</sup> Er brachte den Gedanken eines ursprünglichen Zusammenhanges mit dem fichtelgebirgischen Kalk auf und sagte: „Wenn man sich vergegenwärtigt, daß nahe der Granitgrenze im bayerischen Fichtelgebirge ein von Hochberg über Arzberg hinstreichender serpentinführender Kalkzug bekannt ist, kann man die ihrem Wesen nach auch aus kristallinischem Kalk bestehende Haslauer Scholle damit in Verbindung bringen als das östlichste, durch den Granit abgerissene und metamorphosierte Ende des Zuges.“ Die Annahme von LAUBE hat insofern viel für sich, als sich daraus mehrere Analogien in der Gesteinsbeschaffenheit leicht erklären lassen. Die Streich- und Fallrichtung des Egeranschiefers deckt sich allerdings nicht vollkommen mit der des Wunsiedler Kalkzuges. Während dieser h. 9—10 streicht und 40—50° nach SO. einfällt, streichen die Schichten des Egeranschiefers h. 11—12 und stehen seiger oder fallen zum mindesten sehr steil nach W. ein. Wenn man die Hypothese eines ursprünglichen Zusammenhanges mit dem fichtelgebirgischen Kalkzuge aufrecht erhalten will, so kann man die Veränderungen der Streich- und Fallrichtung nur dadurch erklären, daß die losgerissene Scholle durch den Granit emporgewölbt und in ihrer Lagerung verschoben worden ist.

Der zweiglimmerige Granit gehört dem Fichtelgebirgsmassiv an, erscheint aber meist grobkörnig und porphyrtartig mit großen Orthoklasen. In der Nähe des Egeranschiefers wird er feinkörnig, — vermutlich auch eine endomorphe Kontakterscheinung wie bei Göpfersgrün. Turmalin habe ich zwar selbst nicht auffinden können; doch erwähnt REUSS<sup>4)</sup> schon einen turmalinführenden Ganggranit, der die anderen Granitvariationen durchsetzen soll. Vermutlich ist der Aufschluß jetzt nicht mehr vorhanden. Immerhin wäre also auch hier die Möglichkeit einer pneumatolytischen Beeinflussung des Nebengesteins durch den Granit nicht ausgeschlossen.

Unter dem Mikroskop zeigt ein etwa 50 m nördlich von dem Egeranschieferbruch geschlagener, in der Nähe der Schiefergrenze anstehender Granit, daß der Biotit, der ziemlich stark zerlappt ist, nicht allzuhäufig im Gestein verbreitet ist. Außerdem erwies sich der Granit außerordentlich reich an Mikroklin, während die

<sup>1)</sup> REUSS, Die geognostischen Verhältnisse des Egerer Bezirks und Ascher Gebietes in Böhmen. Abhandl. d. K. K. geol. Reichsanstalt. I. Wien 1852, p. 26.

<sup>2)</sup> JOKÉLY, Zur Kenntnis der geol. Beschaffenheit des Egerer Kreises in Böhmen. Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt. VII, 1856, p. 519.

<sup>3)</sup> Gustav C. LAUBE, Geologische Exkursionen im Thermalgebiet des nordwestl. Böhmens; Teplitz, Karlsbad, Eger, Franzensbad, Marienbad. Leipzig 1884, p. 135.

<sup>4)</sup> a. a. O. p. 17.

Accessoryen Apatit und Titanit nur in geringen Mengen, nur in einzelnen verstreuten Körnern vorhanden waren. Perthitische Verwachsung der Feldspate war hin und wieder wahrnehmbar.

Im wesentlichen scheint der Granit also dieselbe Beschaffenheit zu haben wie im eigentlichen Fichtelgebirge, zu dessen geologischen Verband er, wie erwähnt, hinzuzurechnen ist.

Von besonderem Interesse ist aber vor allem der Vergleich der Kontaktprodukte. Der „Egeranschiefer“ wurde zuerst eingehend makroskopisch beschrieben von REUSS.<sup>1)</sup> Die wesentlichsten Eigenschaften, die dieser Forscher richtig erkannt hat, führt er mit folgenden Worten an:

„Der Egeranschiefer hat durchgehends eine bald mehr dick-, bald mehr dünn-schiefrige Struktur und ist in große mächtige Platten abgesondert. Mitunter ist in dem Gestein ein deutlicher Linearparallelismus entwickelt und folgt dann der Richtung des Fallens.“ Als hauptsächlichste Gemengteile werden genannt: weißer feinkörniger kohlensaurer Kalk und bald lichter, bald dunkelgrüner Augit. Nach dem Vorherrschen des einen oder des anderen der beiden Teile werden die Gesteine in zwei Gruppen geteilt, welche schon in ihrem Äußeren Abweichungen zeigen.

1. Beim Vorwalten des Kalkes: eine weiße, gelblich bis grünlich weiße Varietät, dickschiefrig.

2. Beim Vorwalten des Augites: eine grüne bis graue Varietät, dünn-schiefrig.

Es gelang mir, diese beiden Varietäten in ihren extremsten Formen am Burgstall aufzufinden. Die Behauptung von REUSS, daß die zwei Gemengteile Calcit und Augit in beiden Varietäten nie fehlen, trifft nicht in vollem Maße zu. Es gibt von der grünen Varietät Stücke, die mit HCl befeuchtet, nicht aufbrausen, und zwar scheinen dies die extremsten Glieder zu sein, in denen durch hochgradige Einwirkung der Kontaktmetamorphose die Kohlensäure bereits völlig durch Kieselsäure verdrängt worden ist.

Gerade derartige Stücke zeigen eine frappante Ähnlichkeit mit dem Typus I vom Otterbühl bei Göpfersgrün, einesteils durch das Fehlen von kohlensaurem Kalk, andernteils durch ihre makroskopische als auch mikroskopische Beschaffenheit.

Die grünen Augite durchziehen in nahezu parallelen dünnen Schichtlinien das Gestein. Die helleren Zwischenlagen werden erst unter dem Mikroskop aufgelöst. In einer feldspatigen Masse, die zum Teil von Sericitschüppchen völlig übersät ist und von polysynthetischen Quarzpartien unterbrochen wird, liegen oft wohlausgebildete lichtgrüne Pyroxene, die sich durch ihre Auslöschungsschiefe als Diopsid erweisen, in verhältnismäßig großer Fülle. Die Feldspate können zuweilen eine ganz beträchtliche Größe annehmen, wie dies besonders beim Mikroclin der Fall ist. Eine Schichtung ist zum großen Teil deutlich vorhanden. Die größeren Diopside sind meist nach der Längsachse *c* gestreckt und liegen mit dieser parallel zu den Schichtlinien. Die kleineren Individuen sind vielfach ohne weitere Orientierung dazu parallel kettenförmig aneinandergereiht. An manchen Stellen sind die Diopside auch hier siebstrukturähnlich durchlöchert oder sogar in mehrere körnelige Partien zerteilt. Die einheitliche Auslöschung größerer Komplexe derartiger Körner weist auf ein ursprünglich zusammengehöriges einheitliches größeres Kristallindividuum hin.

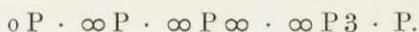
<sup>1)</sup> a. a. O. p. 26.

Egeran tritt in derben gelbrötlichgrünen bis ölgrünen Partien auf, von unregelmäßigen Sprüngen durchzogen. Die durchschnittliche Korngröße beträgt 0,5 bis 2,0 mm. Oft enthält er Interpositionen von Pyroxen, der seinerseits vielfach wieder winzige Körnchen von ihm selbst einschließt. Hin und wieder erscheinen auch die lichten Körner des apatitähnlichen Zoisits. Titanit kommt nur vereinzelt vor. Mitunter liegen die kleinen Individuen in spitzrhombischen Durchschnitten mit den hohen irisierenden Polarisationsfarben truppweise gruppiert im Feldspat. Die kleinen Kristalle weisen oft Einbuchtungen am Rande auf. Merkwürdig ist eine mitunter auftretende, den kettenartig aneinandergereihten Diopsiden parallel gerichtete Gruppierung. Außerdem findet sich verhältnismäßig selten ein lichter Granat (Hessonit?).

Die extreme völlig calcitfreie Modifikation der grünen Varietät des Egeranschiefers geht an manchen Stellen in eine calcitarme Modifikation über. Der kohlen saure Kalk gesellt sich in Form regellos verstreuter Kalkspatpartien zu den übrigen Mineralkomponenten. Die Struktur und sonstige Beschaffenheit des Gesteins zeigt keine wesentliche Veränderung. Eine dünne Calcitmatrix umgibt zuweilen auch die Egerankörner.

Wegen des Egerans, der in seinem Vorkommen die grüne augitreiche Varietät ohne Rücksicht auf den Calcitgehalt ganz außerordentlich gegenüber der weißen Varietät bevorzugt, sollte man überhaupt nur erstere mit „Egeranschiefer“ bezeichnen.

Der Egeran tritt häufig kristallisiert auf. Die meist lang säulenförmigen, vertikal stark gerieften Kristalle erreichen eine viel beträchtlichere Größe als bei Göpfersgrün. Man findet nicht selten Prismen von 1—2 cm Stärke. Die Endflächen sind sehr selten. Die vorherrschende Kristallausbildung ist nach v. ZEPHAROVICH<sup>1)</sup>:



Außer in diesen einzelnen großen Kristallen erscheint das Mineral in Drusen und Nestern meist büschelförmig, seltener parallel gruppiert oder im Egeranschiefer eingewachsen in unvollkommenen Kristallen, in stengligen oder zerstreuten kleinkörnigen Massen. Die Mineralkonkretionen können einen ziemlich großen Umfang annehmen. An den verhältnismäßig frischen Wänden des Egeranschieferbruches sind sie schon von weitem sichtbar als oft über handgroße dunkelbraune Flecken, die das grünlichgraue Schiefergestein erfüllen und sich markant davon abheben. Auf Klüften im Egeranschiefer treten außerdem vielfach kleine stengelig ausgebildete Egeranindividuen auf, die meist parallel angeordnet sind, was an der gleichmäßigen Einspiegelung deutlich zu ersehen ist, oder auch seltener radiärstrahlig. So wurde z. B. in einem Schurf, der dem Burgstall gegenüber, am anderen Ufer des Burgstallgrabens, gelegen ist, eine niedlich ausgebildete Egeransonne von etwa 3 cm Durchmesser gefunden.

Es möge nicht unerwähnt bleiben, daß auch hier bei Haslau der Egeran im Gestein in solchen Mengen angehäuft sein kann, daß er zum hauptsächlichsten Bestandteil wird und die anderen Gesteinsgemengteile stark zurückdrängt: Egeranfels, wie bei Göpfersgrün.

Unter dem Mikroskop erscheinen die derben Egeranmassen zumeist siebartig durchbrochen. An manchen Stellen sind die Individuen geradezu übersät von strahlig und stromartig angeordneten Schmitzen und zersplissenen Nadelchen eines

<sup>1)</sup> v. ZEPHAROVICH, Mineralog. Lexikon f. d. Kaisertum Österreich. I (1859), p. 465.

Minerals, das eine große Ähnlichkeit mit winzigen Amphibolleistchen aufweist, dessen Natur aber mit Gewißheit nicht erkannt werden konnte. Als Füllmasse zwischen den größeren Egeranpartien tritt ein Gewirr kleiner Partikel von Quarz, Feldspat, Pyroxen, Titanit und vereinzelt auch Calcit auf.

Dem grünen Egeranschiefer mit seiner Egeranfels-Modifikation steht die andere weiße Varietät gegenüber, die sich auf Grund ihres hohen Kalkgehaltes durch eine hellere Färbung auszeichnet. Nach REUSS<sup>1)</sup> ist „die Schiefertextur dieses Gesteins oft nur im großen erkennbar, während die einzelnen Platten nur ein feinkörniges oder faseriges Gefüge wahrnehmen lassen“. Das feinfaserige, darin auftretende Mineral deutet er als Tremolit. Auch WERNER<sup>2)</sup> erwähnt schon den „asbestartigen Tremolit“.

REUSS beschreibt das Auftreten des fraglichen Minerals in sehr zutreffender und erschöpfender Weise: „Gewöhnlich ist es sehr fein und verworren faserig, daß man es mit freiem Auge kaum zu unterscheiden vermag, doch nicht selten ist es auch lang- und meist auseinander laufend faserig, strahlige oder federartige Büschel bildend, die fest miteinander verwachsen und gleichsam verflochten sind. Seltener behalten die Fasern eine sehr regelmäßige parallele Richtung bei und besitzen dann, wenn sie eine bedeutende Länge erreichen, einen seidenartigen Glanz.“

Spätere Autoren, wie JOKÉLY, v. ZEPHAROVICH u. a. m., fassen das Mineral auch als Tremolit auf.

Auffällig erscheint es nun, daß v. SANDBERGER<sup>3)</sup> ähnliche derartig feinfaserige Aggregate in einem offenbar auch kontaktmetamorphen Kalkstein vom Pötzelschacht zwischen Tröstau und Silberhaus im Fichtelgebirge durch Gelatinieren mit HCl sofort als Wollastonit erkannt hat. CORNU veröffentlicht in den Mitt. der Wiener Mineralog. Gesellschaft,<sup>4)</sup> daß er einen vermeintlichen Tremolit, der „seidenglänzend, strahlig faserig, rein weiß, mit grauem körnigem Quarz und graugrünem Pyroxen verwachsen“ gewesen sei, einer chemischen Analyse unterzogen habe, deren Resultat Wollastonit ergeben habe.

Diese aus der Literatur über das Vorkommen von Wollastonit in metamorphen Kalken herausgegriffenen Resultate veranlaßten mich, das fragliche Mineral von Haslau eingehender zu prüfen. Die mikroskopische Untersuchung liefert bei der Kleinheit der Individuen keine zuverlässigen Ergebnisse. Das Mineral tritt in Nadeln und Stengeln ohne deutlich terminale Begrenzung auf, bald ein dichtes Gewebe büschelförmig ausgezogener Garben, bald ein strähniges, nahezu parallel gelagertes Gewirr bildend. Die Nadeln sind von groben Spaltrissen parallel ihrer Längserstreckung durchsetzt und zeigen infolge der oft mehrfachen Übereinanderlagerung lebhaft wechselnde Polarisationsfarben. Die Auslöschung der einzelnen Stengel ist in den meisten Fällen gerade. Da der Wollastonit gewöhnlich nach der Orthodiagonale b gestreckt erscheint, so sind natürlicherweise Schnitte aus der orthodiagonalen Zone sehr häufig, die gerade auslöschen. Dies weist in der Tat darauf hin, daß man es hier mit Wollastonit zu tun hat. Wenn schon das optische Verhalten gegen Tremolit sprach, so mußte die chemische Analyse schließlich zu Rate gezogen werden. Es gelang zu diesem Zwecke von einer Klufffläche einige relativ rein erscheinende, garbenförmige Aggregate des fraglichen Minerals zu ent-

<sup>1)</sup> Abh. d. K. K. geolog. Reichsanstalt, I, 1852, p. 26.

<sup>2)</sup> FREIESLEBEN, Letztes Mineralsystem von A. G. WERNER, Freiberg 1817, p. 35.

<sup>3)</sup> Neues Jahrb. f. Min. 1893, I, p. 101.

<sup>4)</sup> TSCHERMAKS Min. u. petr. Mitt. 24, 1905, p. 337.

fernen, das allerdings nicht völlig von den zwischenlagernden winzigen, oft nur mikroskopisch sichtbaren Pyroxenkörnchen und anderen geringfügigen Verunreinigungen befreit werden konnte.

Das Material löste sich zum weitaus größten Teile in heißer Salzsäure unter Abscheidung von gelatinöser Kieselsäure. Diese Tatsache hätte allein genügt, um den Wollastonit zu erkennen. Das Ergebnis der Analyse war folgendes:

In HCl löslich	}	SiO <sub>2</sub>	38,76
		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,74
		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84
		(+ FeO als Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	
		CaO	40,76
In HCl unlöslicher Rückstand	}	MgO	Spuren
		CO <sub>2</sub>	1,39
			99,32

Bringt man hierauf eine 1,39% CO<sub>2</sub> entsprechende Menge CaO (1,77%) von dem in HCl löslichen CaO in Abzug und vernachlässigt ferner den hier nicht in Betracht kommenden in HCl unlöslichen Rückstand, sowie Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> als weitere verunreinigende Beimengungen, so restiert schließlich unter dem in HCl löslichen Teile:

SiO <sub>2</sub>	49,85
CaO	50,15
	100,00

Das Atomverhältnis berechnet sich hieraus als

Ca	:	Si	:	O
0,893	:	0,825	:	2,544
= 1,08	:	1,00	:	3,08

und entspricht somit der Wollastonitformel CaSiO<sub>3</sub>. Es kann demnach als hinreichend erwiesen gelten, daß das fragliche Mineral nicht Tremolit, sondern Wollastonit ist.

In dem in HCl unlöslichen Rückstand, einem schwach graugrünen Pulver, wurden unter dem Mikroskop Splitter von den beigemengten Mineralien erkannt, die auch im Dünnschliffe des weißen Gesteins bemerkt worden waren: grüner Pyroxen, wasserheller Quarz und graupolarisierender Feldspat, darunter vereinzelt Plagioklas mit deutlicher Zwillingslamellierung.

Der Wollastonit nimmt den wesentlichsten Anteil an der Zusammensetzung der weißen Varietät des Gesteins vom Burgstall bei Haslau, die man aus diesem Grunde mit vollem Recht Wollastonitschiefer oder besser Wollastonitfels nennen kann.

Von den anderen Gemengteilen ist zu erwähnen der nie fehlende Pyroxen (Diopsid). Zwischen den strahligen Wollastonitindividuen leuchtet oft eine hochpolarisierende körnelige Substanz auf: der Calcit. Dieses Mineral tritt auch in größeren Partien als Füllmasse auf. Seine Spaltrisse und Zwillingslamellen sind völlig ungestört. Unregelmäßig verstreut in der Calcitmasse liegen Körner von Diopsid und Quarz. Mitunter erscheint auch in diesem Gestein das lagenweise verteilte Quarz-Feldspatgemenge, unter dem auch Mikroklinkörnchen nicht fehlen, und verleiht dem Gestein stellenweise einen geschieferten Charakter. Egeran tritt gegenüber der Häufigkeit in dem grünen Egeranschiefer hier ganz bedeutend zurück. In isotropen Individuen ohne deutliche Kristallumgrenzung und mit rauher chagrierter Oberfläche wurde Granat an einzelnen Stellen erkannt. Die strahlig aus-

einanderlaufenden Nadeln des Wollastonits erstrecken sich nicht selten weit in die Substanz des Egerans und des Granats.

Diese weiße wollastonitführende Varietät hat kein Analogon bei Göpfersgrün. Eine ähnliche Gliederung des Kontaktgebietes wie dort auf dem Otterbühl läßt sich hier bei Haslau nicht durchführen, da die Aufschlüsse sich nur auf einen äußerst kleinen Komplex beschränken und überdies die Scholle des metamorphosierten Kalkes nur eine sehr geringe Ausdehnung zu haben scheint, so daß kaum deutliche Abstufungen in der Beeinflussung durch die Kontaktmetamorphose wahrgenommen werden können.

LINDEMANN<sup>1)</sup> faßt die Entstehung von Wollastonit als Kontaktmineral in Kalksteinen lediglich als eine Folge der Umkristallisation vorhandener Kieselsäure auf und äußert sich darüber wie folgt: „Die Kieselsäure findet bei der Umkristallisation der Kalke zunächst zur Bildung mannigfacher tonerde- und magnesiahaltiger Silikate Verwendung; erst wenn keine Verunreinigungen des Kalkes mehr vorhanden sind, welche zur Entstehung derartiger Silikate Veranlassung geben können, verbindet sich bei normaler Kontaktmetamorphose der größere Teil der noch übrigen Kieselsäure mit dem Kalk zu Wollastonit, während der kleinere in Form mehr oder weniger gerundeter Quarzkriställchen ausscheidet.“

Das ohne scharfe Grenze nebeneinander erfolgende Auftreten der beiden Varietäten, des grünen Egeranschiefers und des weißen Wollastonitfelsens, deutet auf eine lokal wechselnde, wahrscheinlich lagenförmige Verschiedenheit in der ursprünglichen Zusammensetzung der Kalkscholle hin.

Zum Zwecke des Vergleiches und der Klassifikation wurden die beiden Varietäten analysiert und berechnet. Das Ergebnis war folgendes:

(Grüner) Egeranschiefer (Weißer) Wollastonitfels

	Mol.-Proz.		Mol.-Proz.	
SiO <sub>2</sub>	54,05	58,3	52,41	52,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,24	12,3	3,14	1,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02	—	1,29	—
FeO	3,04	3,6	0,55	1,5
CaO	15,84	18,4	39,36	42,1
MgO	2,59	4,2	0,80	1,2
K <sub>2</sub> O	0,75	0,5	0,38	0,2
Na <sub>2</sub> O	2,62	2,7	1,01	1,0
H <sub>2</sub> O	1,86	—	0,51	—
CO <sub>2</sub>	Spuren	—	0,44	—
	101,01	100,0	99,89	100,0
spez. Gew.	2,963.			2,931.

Gruppenwerte:

S	58,3	52,1
A	3,2	1,2
C	9,1	0,7
F	17,1	44,1
M	9,3	41,4
T	0,0	0,0
K	1,1	1,0

Projektionswerte nach OSANN:

a	2,2	0,5
c	6,2	0,3
f	11,6	19,2

<sup>1)</sup> LINDEMANN, Vorkommnisse von körnigen Karbonatgesteinen mit Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur. Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Band XIX, 1904, p. 314.

Die beiden Analysen, einander gegenübergestellt, weisen allerdings bedeutende Unterschiede auf, eine Erscheinung, die vor allem in dem außerordentlichen Kalkreichtum und der Tonerdearmut des Wollastonitfelses begründet ist. Beide zeigen aber gemeinsam das Charakteristikum der Kalksilikatgesteine: ein hohes F und M, ferner  $T = 0$ .

Die Ähnlichkeit des grünen Egeranschiefers mit dem Typus I vom Otterbühl bei Göpfersgrün ist unverkennbar, vor allem decken sich nahezu die Projektionswerte miteinander. Der Wollastonitfels als extremes Kalksilikatgestein kommt trotz seines hohen f immerhin in die Nähe vom Typus II zu stehen.

Man sieht also, daß trotz des äußerlichen Unterschiedes des Wollastonitauftretens Beziehungen zwischen den beiden Vorkommnissen auf chemischer Grundlage vorhanden sind.

#### IV. Zwei verwandte Gesteinsvorkommnisse.

Neben dem Egeranschiefer von Haslau werden in der Literatur mehrfach als ähnliche Gesteine angeführt: Der egeranführende Augitschiefer von Hohendorf und Bärenndorf und der Erlan von Schwarzenberg. Infolgedessen wurden diese Gesteine auch mit in die Betrachtung gezogen.

##### A. Egeranführender Augitschiefer.

Der egeranführende Augitschiefer findet sich unweit von Haslau, in der Nähe des Kapellenberges auf sächsischem Gebiete bei Hohendorf und Bärenndorf. BECK<sup>1)</sup> beschreibt ihn kurz als ein „dickplattiges, hauptsächlich Augit, Quarz und Granat enthaltendes, schmutziggrünes bis schmutzigweißes Gestein, das auf dem Querbruche oft farbig gebändert erscheint infolge der lagenförmigen Verteilung der einzelnen Gemengteile“. Unter dem Mikroskop fand er außerdem Egeran in unregelmäßig stengligen und feinkörnigen Aggregaten, ferner Plagioklas, Apatit, Titanit und Pyrit.

Der Aufschluß im Steinbruch bei den Dekkerhäusern bei Hohendorf, den er erwähnt, bietet jetzt kein geeignetes Material mehr dar. Die Wände des Bruches zeigen nur ein durch langjährige atmosphärische Einflüsse gänzlich zermürbtes Gestein. Von dem Profil, das Beck in dem Bruch aufgenommen hat, ist auch nicht die Spur mehr wahrzunehmen. Dagegen wurden nahe der Straße südlich der Dekkerhäuser und auf dem großen Felddreieck einige 100 m nordöstlich von Bärenndorf mehrere Lesestücke gefunden, die sich unzweifelhaft als das gesuchte Gestein erwiesen. Beck hatte auch schon an den angegebenen Stellen vielfach Lesesteine angetroffen und schloß daraus auf „einheitliche, dem Granit schollenförmig aufgelagerte Komplexe ähnlich dem nicht weit entfernten Vorkommen des Egeranschiefers von Haslau“.

Wenn auch das Gefüge des bräunlichgrünen Gesteins wesentlich dichter erscheint als das der grünen Schiefer von Haslau und Göpfersgrün, so bleibt doch eine Ähnlichkeit im Habitus unverkennbar.

Unter dem Mikroskop fällt vor allem wiederum die deutlich ausgeprägte Parallelstruktur auf. Lagen von außerordentlich bestäubtem körnigem Quarz, wozu sich Feldspatkörner in zurücktretender Menge gesellen, werden durchzogen von parallelen Schnüren körneligen Diopsides. Der lichte monokline Pyroxen wird stellen-

<sup>1)</sup> Erl. z. geolog. Spezialkarte d. Kgr. Sachsen von H. CREDNER. Sektion Elster nebst Schönberg, von R. BECK. Leipzig 1885, p. 8.

weise durch einen blaßrötlichen Granat vertreten, der sich sogar zu größeren Massen anhäufen kann. Der Egeran erscheint bald nur in vereinzelt kleinkörnigen Aggregaten, bald in größeren zusammenhängenden Partien, die vielfach durchbrochen sind von Quarz und zum Teil stark sericitisiertem Feldspat. Während der Diopsid an derartigen Stellen weniger anzutreffen ist, häuft er sich an anderen fast egeranfreien Stellen außerordentlich und bildet dort den wesentlichsten Gemengteil des Gesteins, das infolgedessen auch Augitschiefer genannt worden ist. Außer den Accessorien Titanit, Apatit und Pyrit tritt noch ein Mineral in winzigen, unregelmäßig begrenzten Körnchen auf, das vermutlich der Epidot-Zoisit-Gruppe angehört. Die mir von Herrn Geheimen Rat CREDNER aus der Kgl. Sächs. Landesuntersuchung gütigst zu Vergleichszwecken geliehenen Dünnschliffe des egeranführenden Augitschiefers zeigen im wesentlichen dasselbe Bild. Nur ein Präparat aus dem Bruche bei den Dekkerhäusern hebt sich davon merklich ab. Hier überwiegt der Egeran die anderen Gesteinsgemengteile in hohem Maße und erscheint außer von winzigen Pyroxeninterpositionen geradezu übersät von dunklen globulitähnlichen Individuen und dünnen Nadeln, welche häufig büschelig oder besenartig angeordnet sind. Vergesellschaftet sind diese reichlichen Egeranmassen hauptsächlich mit groben Quarzkörnern, die außerordentlich reich an Flüssigkeitseinschlüssen sind. Das Überhandnehmen des Egerans im Gesteinsgewebe deutet darauf hin, daß man es hier jedenfalls mit einer auch von Göpfersgrün und Haslau her bekannten Modifikation, dem Egeranfels, zu tun hat.

An einem Lesestück, das Granit und Augitschiefer nebeneinander enthält, läßt sich ferner sehr deutlich auch unter dem Mikroskop wahrnehmen, daß feinkörnige granitische Intrusionen sich konkordant den Schichtlinien in den egeranführenden Augitschiefer erstrecken. In gleicher Weise durchziehen das Gestein vielfach kleine Quarztrümer.

Die chemische Untersuchung und Berechnung eines Lesestückes des egeranführenden Augitschiefers von Bärenndorf ergab folgende Resultate:

	Mol.-Proz.	
SiO <sub>2</sub>	66,97	71,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,97	8,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,78	—
FeO	3,33	3,6
CaO	9,55	11,0
MgO	1,28	2,0
K <sub>2</sub> O	1,38	0,9
Na <sub>2</sub> O	2,93	3,0
H <sub>2</sub> O	1,57	—
CO <sub>2</sub>	—	—
	100,76	100,0

spez. Gew. 2,794.

Gruppenwerte:						
S	A	C	F	M	T	K
71,3	3,9	4,3	12,3	6,7	0,0	1,6

Projektionswerte nach OSANN:

a	c	f
3,8	4,2	12,0

Eine Ähnlichkeit in vielen Punkten mit dem Typus I von Göpfersgrün und dem grünen Egeranschiefer von Haslau läßt sich keineswegs abstreiten. Bestärkt

wird diese Ansicht durch die Strukturverhältnisse und die Mineralzusammensetzung des Gesteins. Man kann demnach mit Recht schließen, daß es sich hier auch um eine ursprünglich an Verunreinigungen reiche Kalkscholle handelt, die durch den Granit eine hochgradig kontaktmetamorphe Umwandlung erlitten hat, wobei der Egeran als für diese Erscheinung typisches Kontaktmineral nicht fehlt, während freier Calcit nicht mehr vorhanden ist.

### B. Erlan.

Der Erlan ist eine untergeordnete Einlagerung im zweiglimmerigen grobflaserigen Augengneis des Erzgebirges. Die Bezeichnung Erlan hat das Gestein von BREITHAUPt erhalten, der es wegen seiner dichten, anscheinend homogenen Beschaffenheit als besondere Mineralspecies aufgefaßt und nach seinem Fundort, der in der Nähe des Eisenhüttenwerks Erla unweit Crandorf bei Schwarzenberg liegt, mit einem besonderen Namen belegt hat. Eine eingehende Beschreibung von diesem Erlanfels hat SCHALCH<sup>1)</sup> gegeben, die in vielen Stücken an die bereits erwähnten verwandten Vorkommnisse erinnert. Der lichte Pyroxen überwiegt die anderen Mineralien bedeutend an Menge. Der Vesuvian (Egeran) bildet ebenfalls einen charakteristischen, „oft geradezu reichlich“ auftretenden Gemengteil, dazu Quarz, Feldspate, Hornblende von strahlsteinartiger Beschaffenheit. Als Accessorien werden Epidot, Rutil, Titanit, Biotit und Muscovit, Zoisit und Axinit erwähnt.

Bei Aufsuchung der angegebenen Fundstätten stieß ich auf noch verhältnismäßig frisches Gestein in einigen verlassenen Pingen am Hammerberg, etwa 1 km ONO Crandorf, unweit östlich der Strasse nach Grünstädtel. Die graugrüne dichte homogene Varietät kam neben der glimmerführenden flaserigen vor.

Der Anblick unter dem Mikroskop zeigt das körnelige Gemenge von Pyroxen, Quarz und Feldspat oft bis ins Minutiöse herabgedrückt. Nur ab und zu taucht in dem Gemenge ein größeres Kristallindividuum auf, das meist dem Vesuvian oder auch dem Diopsid, seltener dem Granat angehört. Die größeren Partien des Vesuvians weisen dann wieder die schwarzen nadelförmigen Interpositionen auf, die oft in diallagähnlicher paralleler Streifung angeordnet sind.

Die äußerst feinkörnige kataklastisch erscheinende Struktur des Erlans würde auf erlittene tektonische Pressungen hinweisen, die vermutlich damit im Zusammenhang stehen, daß das Gestein im Gneis eingelagert ist, der anscheinend auch dynametamorphen Einflüssen unterworfen gewesen ist. Aus mancherlei Analogien, welche das Gestein mit den anderen beschriebenen Kalksilikatgesteinen zeigt, kann man mit Recht schließen, daß der Erlan eine kontaktmetamorph veränderte Kalkscholle ist. Das die Kontaktmetamorphose verursachende Eruptivgestein wäre dann der umgebende Gneis. Damit wäre zugleich ein weiterer Stützpunkt der Ansicht von der Eruptivität gewisser erzgebirgischer Gneise geschaffen, welche neuerdings von GÄBERT wieder eingehend begründet worden ist.<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Erl. z. geol. Spezialkarte des Königr. Sachsen von H. CREDNER. Sektion Schwarzenberg von F. SCHALCH. 1884, p. 8.

<sup>2)</sup> C. GÄBERT, Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 59, 1907, p. 308—376. — Als ein vielleicht verwandtes Vorkommnis dürfte das in der Abh. von GÄBERT p. 334 erwähnte mineralreiche Kalklager bei Kallich (Sektion Kühnhaide) angesehen werden, das die Natur einer in das Gneismagma eingesenkten Scholle durch seinen großen Reichtum an Kontaktmineralien kundgibt. Bemerkenswert ist hier noch, daß der umgebende Gneis anscheinend durch Absorption kalkiger Bestandteile eine Metamorphose erlitten hat — eine Ver-

Um die Stellung des Erlans auch in chemischer Hinsicht zu prüfen, würde eine von GMELIN ausgeführte Analyse des Gesteins, die BECK auch erwähnt, zu Rate gezogen und umgerechnet.

Nach GMELIN:		Mol.-Proz.	
Kieselsäure	53,16	SiO <sub>2</sub>	57,1
Tonerde	14,03	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,9
Eisenoxyd	7,15	FeO	5,9
Manganoxyd	0,14	CaO	16,7
Kalkerde	14,40	MgO	8,7
Magnesia	5,42	K <sub>2</sub> O	—
Natron	2,61	Na <sub>2</sub> O	2,7
Glühverlust	0,60		100,0
	97,51		

spez. Gew. 3,135.

Gruppenwerte:

S	A	C	F	M	T	K
57,1	2,7	6,2	25,1	10,5	0,0	1,1

Projektionswerte nach OSANN:

a	c	f
1,6	3,6	14,8

Aus den gefundenen Resultaten geht hervor, daß der Erlan nicht aus der Gruppe der bisher untersuchten Kalksilikatgesteine herausfällt. Wenn auch das Fehlen des Calcits auf einen ziemlich hohen Grad der erlittenen kontaktmetamorphen Einwirkungen hindeutet, so nimmt der Erlan keine extreme, sondern eine gewisse Mittelstellung nach den OSANN'schen Projektionswerten ein.

### V. Zusammenfassende Darstellung der hauptsächlichsten Ergebnisse mit Berücksichtigung ihrer genetischen Deutung, sowie tabellarische Übersicht der Analysen der Kalksilikatgesteine und ihrer Berechnungen.

Der Egeran von Göpfersgrün im Fichtelgebirge ist seiner chemischen und kristallographisch-optischen Beschaffenheit nach nahezu identisch mit dem Egeran von Haslau bei Eger. Bei Göpfersgrün, wo die Grenze von Granit und Kalk abgeschlossen ist, kann man deutlich ersehen, daß das Mineral sowohl in makroskopischer als in mikroskopischer Ausbildung mit Vorliebe nahe an der Kontaktgrenze auftritt. Stellenweise kann die Anhäufung des Minerals so beträchtlich werden, daß die Gesteinsmodifikation Egeranfels entsteht. An den anderen Fundorten ist zwar kein Aufschluß der unmittelbaren Kontaktgrenze vorhanden, jedoch läßt sich aus zahlreichen Analogien der betreffenden metamorphosierten Gesteine ebenfalls eine relativ große Nähe des Eruptivgesteins mit Sicherheit annehmen. Der Egeran scheint mithin ein Produkt der hochgradigen Kontaktmetamorphose zu sein. Der Fluorgehalt des Egerans legt die Vermutung einer pneumatolytischen Einwirkung bei der Entstehung dieses Minerals nahe, zumal da bei Göpfersgrün im Granit in unmittelbarer Nähe der Kontaktgrenze Turmalin aufgefunden wurde.

Die Kalksilikatgesteine scheinen außer dem Überhandnehmen im Auftreten des Egerans nach dem Eruptivgestein hin nahezu gesetzmäßig sich steigernde Veränderungen erlitten zu haben. Trotzdem die Zufuhr aus dem Granit stammender

schiedenheit von der gewöhnlichen Beschaffenheit, die schon JOKÉLY bemerkt hat (cf. Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanst. Wien 1857, III, p. 565).

Bestandteile bei der Kontaktmetamorphose noch vielfach bestritten wird, so deutet die im vorstehenden behandelte petrographische und chemische Untersuchung der fraglichen Gesteine darauf hin, daß es hier anscheinend doch der Fall gewesen ist.

A. SCHMIDT hat von den anderen Orts im Fichtelgebirge noch auftretenden metamorphen Kalken die Aufnahme von Kieselsäure schon als wahrscheinlich hingestellt. Die oft sehr wechselvolle Ausbildung dieser Gesteine erklärt er wie folgt<sup>1)</sup>: „Daß die Umwandlung durch aus den schiefrigen und kristallinischen Silikatgesteinen stammende Kieselsäuremassen je nach Lage und Beschaffenheit des ursprünglichen Gesteins verschiedene Resultate hervorrufen mußte, ist erklärlich. So kam es, daß man unser Gestein je nach seiner örtlichen Lage bald mit Erlan,<sup>2)</sup> bald mit Quarzitschiefer, bald mit »sogen. Erlan« oder epidohaltigem Quarzit<sup>3)</sup> bezeichnet hat.“<sup>4)</sup>

Durch vorliegende Arbeit scheint es nunmehr gelungen zu sein, wenigstens auf dem kleinen begrenzten Gebiet des Otterbühl bei Göpfersgrün gewisse Abstufungen in der Einwirkung der Metamorphose je nach der Entfernung von der Kontaktgrenze festzustellen. Die anderen infolge zahlreicher Analogien als nahe verwandt erkannten und hier behandelten Gesteinsvorkommnisse lassen sich durch ihren petrographischen und chemischen Befund ohne weiteres in die Typenreihe einordnen.

Um die Annahme einer Zufuhr von Substanzen aus dem Eruptivmagma zu stützen, mögen hier einige Ansichten angeführt werden, die zum großen Teil auch für diese Vorkommnisse zutreffen werden. BRÖGGER<sup>5)</sup> behauptet allerdings, daß die Kontaktmetamorphose, nach den Strukturverhältnissen zu schließen, wesentlich in einer Umkristallisation der festen Gesteine bestanden hat, gibt aber zu, daß ausnahmsweise eine Zuführung von  $\text{SiO}_2$  und anderen Substanzen eintreten kann. Für höchst wahrscheinlich hält er letztere in manchen Fällen, z. B. bei der Umwandlung von Kalksteinellipsoiden, wo der Vesuvian in der Masse der Gesteine sowie auf Spalten oder Klüften auftritt. Er sagt: „Es liegt nahe daran, zu denken, daß heiße Lösungen, längs gewissen Schichtflächen eindringend, einige Schichten reichlich, andere vielleicht gar nicht mit zugeführten Substanzen imprägnieren konnten, woraus die erwähnten, mehr abweichenden Kontaktmetamorphosen, obwohl auch so nur schwierig, erklärt werden könnten.“ LINDEMANN<sup>6)</sup> erörtert die mutmaßliche

<sup>1)</sup> A. SCHMIDT, Beobachtungen über das Vork. v. Gest. u. Min. i. d. Zentralgruppe des Fichtelgeb. Inaug.-Dissert. Erlangen. Nürnberg 1895, p. 29.

<sup>2)</sup> F. SCHMIDT, Die Gesteine d. Zentralgruppe d. Fichtelgeb. in ihren Lagerungsverhältnissen u. ihrem Vorkommen. Wunsiedel 1850, p. 19.

<sup>3)</sup> v. GÜMBEL, Geognost. Beschr. d. Fichtelgeb. 1879, p. 174, 338, 353.

<sup>4)</sup> v. SANDBERGER hatte einige derartige westlich von Wunsiedel auftretende metamorphe Kalke an Originalstücken (von Göringsreuth, Wunsiedel und Pötzelschacht) untersucht und gefunden, daß die Bezeichnung Erlan nicht zutreffend sei, da keine Identität mit dem Gestein von Erlahammer bestehe. (Neues Jahrb. f. Min. 1893, I, p. 101.) — Ausr., der eine Reihe der von A. SCHMIDT erwähnten metamorphen Kalke im Fichtelgebirge chemisch und petrographisch untersucht hat, kommt wegen der ungenügenden und unzusammenhängenden Aufschlüsse und des verwirrenden Mangels an Konstanz der Zusammensetzung nicht zu einer eindeutigen, erschöpfenden Beantwortung der Frage nach dem Ursprung der „sogen. Erlane“. (Beiträge zur Kenntnis der metamorphen Kalke des Fichtelgebirges. Inaug.-Dissert. Erlangen. 1896, p. 48.) Die ebenfalls in dieser Abhandlung (p. 43) erwähnte Egeranfundstätte bei Sinatengrün ist jetzt völlig zugeschüttet. Nur auf einem Steinhäufen in der Nähe finden sich noch einzelne stark verwitterte Egeranfragmente in einem für weitere Untersuchungen unbrauchbaren Zustande.

<sup>5)</sup> BRÖGGER, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882, p. 367.

<sup>6)</sup> LINDEMANN, Vorkommnisse v. körn. Karbonatgest. mit Berücksichtigung ihrer Entstehung u. Struktur. Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. XIX, 1904, p. 310 ff.

Entstehung derartiger Gesteine in eingehender Weise. Er unterscheidet zunächst zwischen normaler Kontaktmetamorphose und Piézokontaktmetamorphose, von denen nur die erstere hier in Betracht kommt. Die Bildung der Kontaktminerale ist hauptsächlich unter Zusammenwirkung zweier Faktoren erfolgt, erstens durch die Umwandlung primärer Verunreinigungen des Kalkes (z. B. Kieselsäure, Tonerde, Magnesiumkarbonat) in andere Substanzen und zweitens durch Aufnahme der aus dem Eruptivgestein stammenden Bestandteile. Vor allem auf letztere führt er unter anderem auch die Bildung von kalkhaltigen Silikaten zurück, namentlich dann, wenn sie in knollenartigen Konkretionen und bankartig auftreten, wie z. B. die Eisknöpfe bei Auerbach an der Bergstraße und die Granatknollen im Kalk der Ortler Alpen.<sup>1)</sup> Eine ähnliche Erscheinung dürfte hier der Egeranfels und vielleicht auch der Wollastonitfels sein. LINDEMANN vermutet, daß neben der „speziellen, von den freigewordenen Mineralbildnern ausgehenden Kontaktwirkung“ eine vom Eruptivgestein ausgehende bedeutende Hitzewirkung zur Geltung gekommen sei, welche die Bildung der Kalksilikate ganz besonders begünstigt habe. Ferner sagt er, daß „das Material, welches bei der Entstehung Verwendung fand, zum großen Teil nicht aus dem Kalk, sondern aus dem Eruptivmagma herkommen dürfte“.

Die von LINDEMANN aufgestellte Hypothese scheint im wesentlichen auch hier zuzutreffen. Zur Ergänzung möge noch eine interessante Auslegung WEIBULLS<sup>2)</sup> über die Entstehung des kontaktmetamorphen Kalkes von Tenneberg hier angefügt werden, die auch in gewisser Beziehung hier von Belang ist. Er äußert sich über die wahrscheinliche Bildungsart wie folgt: „Bei der Graniteruption wurde eine große Scholle Kalkstein losgerissen und in das Granitmagma eingebettet; nachdem der Kalkstein chemisch und mechanisch aufgelockert (vielleicht kaustiziert) war, trat Bildung der Kontaktminerale ein durch Metamorphose schon existierender Minerale unter Mitwirkung pneumatolytischer Exhalationen von seiten des Granites. Endlich erfolgte eine letzte Ausscheidung von Calcit aus CO<sub>2</sub>-haltigen Lösungen, die aus dem Granitkontakt stammen, und von Quarz.“ Damit wäre zugleich eine Erklärung geschaffen für das Auftreten des xenomorphen Calcits, der nahe am Kontakt in allerdings nicht großer Menge mit dem Egeran vergesellschaftet ist. Sonst herrscht im allgemeinen die Grundregel vor: Nach der Grenze mit dem Eruptivgestein hin wird CO<sub>2</sub> durch SiO<sub>2</sub> verdrängt. Gleichzeitig scheint damit eine Wasseraufnahme verbunden zu sein.

Die tabellarische Zusammenstellung der Analysen u. s. w. gewährt einen Überblick über die vielfachen Analogien in chemischer Hinsicht, durch welche die Gesteine miteinander in Beziehung gebracht werden können.

Die Projektion im OSANN'schen Dreieck gibt schließlich den Nachweis, daß die Gesteine, auch nach dieser Methode betrachtet, nahe verwandt sind. Daß die Alkalien gegenüber dem Kalk zurücktreten, läßt sich aus der Annäherung der Projektionspunkte an die c-f-Linie erkennen. Besonders charakteristisch ist das Zustreben nach dem f-Pol, welches auf ein hohes F infolge der reichlich vorhandenen Kalkmenge hindeutet. Zum Vergleiche ist überdies der von GRUBENMANN angegebene Gruppenmittelwert der Kalksilikatgesteine mit eingezeichnet worden. Er liegt in der Nähe des Mittelwertes der hier untersuchten sieben Gesteine. Damit wäre auch die Eingliederung in die GRUBENMANN'sche Klassifikation mit voller Berechtigung statthaft.

<sup>1)</sup> cf. W. HAMMER, Üb. d. Pegmatite d. Ortler Alpen. Verh. d. K. K. geol. Reichsanst. 1903, Nr. 17.

<sup>2)</sup> MATS WEIBULL, Om Kalken vid Tenneberget (Geol. Fören. i. Stockholms Förhandl. 18, 1896, p. 73). cf. Neues Jahrb. f. Min. 1899, I, p. 425.

Analysen:

	1	2	3	4	5	6	7
	Otterbühl bei Göpfersgrün			Haslau		Bären- dorf	Schwarzenberg
	Kalksilikatfelse			Grüner Egeran- schiefer	Weißer Wollastonit- fels	Egeran- führender Augitschiefer	Erlan (nach GMELIN)
	Typus I	Typus II	Typus III				
SiO <sub>2</sub>	60,01	55,51	46,15	54,05	52,41	66,97	53,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,73	6,47	8,56	19,24	3,14	12,97	14,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	1,70	0,88	1,02	1,29	0,78	7,15
FeO	2,92	4,66	1,84	3,04	0,55	3,33	— Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,14
CaO	11,70	19,78	21,85	15,84	39,36	9,55	14,40
MgO	2,93	4,02	2,42	2,59	0,80	1,28	5,42
K <sub>2</sub> O	1,02	0,47	1,78	0,75	0,38	1,38	—
Na <sub>2</sub> O	2,98	0,71	1,88	2,62	1,01	2,93	2,61
H <sub>2</sub> O	1,41	1,30	Spuren	1,86	0,51	1,57	0,60
CO <sub>2</sub>	—	4,17	14,40	Spuren	0,44	—	—
	100,90	98,79	99,76	101,01	99,89	100,76	97,51
spez. Gew.	2,708	2,980	2,761	2,963	2,931	2,794	3,135

Molekularprozente:

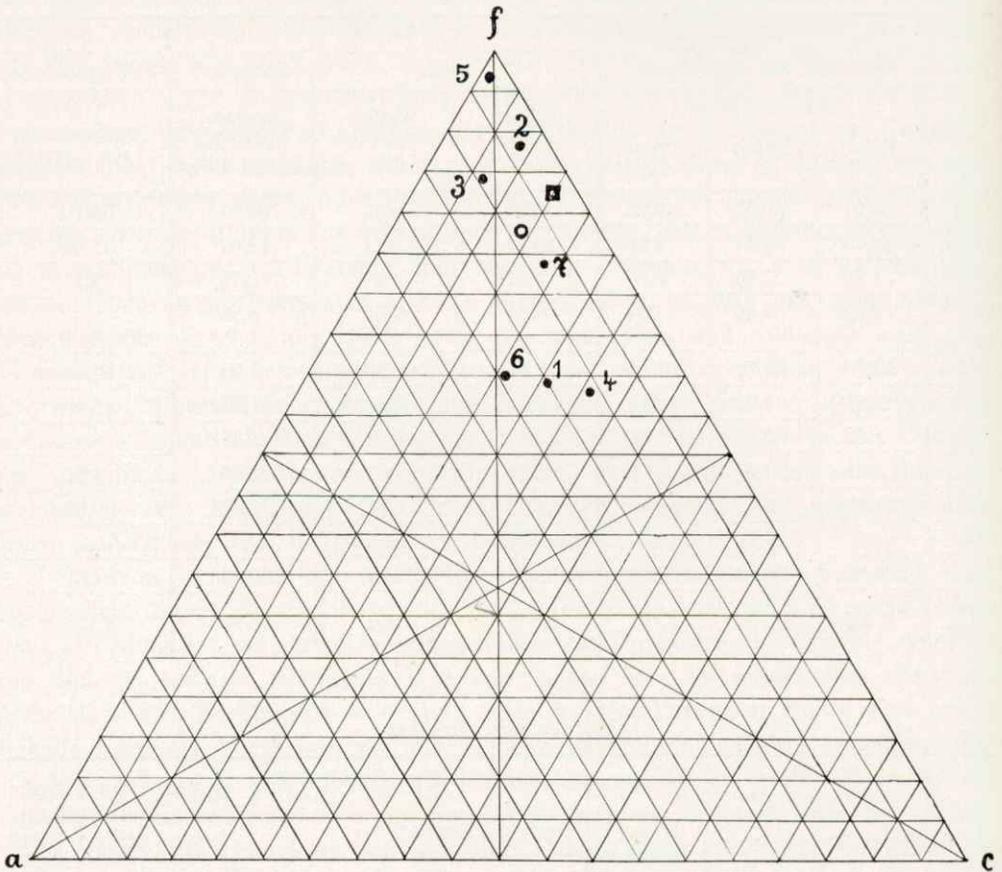
	Otterbühl bei Göpfersgrün			Haslau		Bären- dorf	Schwarzen- berg	Mittel- werte der sieben Analysen	Mittelwerte d. Kalksilikat- gesteine (nach GRUBENMANN)
	Typus I	Typus II	Typus III	Grüner Egeran- schiefer	Weißer Wollas- tonitfels	Egeranf. Augit- schiefer	Erlan		
SiO <sub>2</sub>	64,0	59,8	55,2	58,3	52,1	71,3	57,1	59,7	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,5	4,1	6,1	12,3	1,9	8,2	8,9	7,4	
FeO	3,6	5,6	2,6	3,6	1,5	3,6	5,9	3,8	
CaO	13,4	22,9	28,2	18,4	42,1	11,0	16,7	21,8	
MgO	4,7	6,5	4,3	4,2	1,2	2,0	8,7	4,5	
K <sub>2</sub> O	0,7	0,3	1,4	0,5	0,2	0,9	—	0,6	
Na <sub>2</sub> O	3,1	0,8	2,2	2,7	1,0	3,0	2,7	2,2	

Gruppenwerte:

S	64,0	59,8	55,2	58,3	52,1	71,3	57,1	59,7	55,5
A	3,8	1,1	3,6	3,2	1,2	3,9	2,7	2,8	1,2
C	6,7	3,0	2,5	9,1	0,7	4,3	6,2	4,6	5,5
F	15,0	32,0	32,6	17,1	44,1	12,3	25,1	25,5	30,5
M	6,7	19,9	25,7	9,3	41,4	6,7	10,5	17,2	19,5
T	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	1,3	1,3	0,9	1,1	1,0	1,6	1,1	1,2	1,1

Projektionswerte nach OSANN:

a	3,0	0,6	1,9	2,2	0,5	3,8	1,6	1,7	0,5
c	5,2	1,7	1,3	6,2	0,3	4,2	3,6	2,8	3,0
f	11,8	17,7	16,8	11,6	19,2	12,0	14,8	15,5	16,5



Projektionspunkte im Osann'schen Dreieck:

Bezeichnung:	Gestein:
1	Kalksilikatfels Typus I, Göpfersgrün.
2	„ „ II, „
3	„ „ III, „
4	Grüner Egeranschiefer, Haslau.
5	Weißer Wollastonitfels, Haslau.
6	Egeranführender Augitschiefer, Bärenndorf.
7	Erlan, Schwarzenberg.
○	Mittelwert der sieben Analysen.
□	Mittelwert der Kalksilikatgesteine (nach GRUBENMANN).

Die im vorstehenden behandelte Arbeit wurde im Mineralogischen Institut der Universität Leipzig ausgeführt. Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Geheimen Rat Professor Dr. ZIRKEL, meinem hochverehrten Lehrer, sowie Herrn Professor Dr. REINISCH für die mir erwiesene freundliche Unterstützung meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen.

## Inhalts-Verzeichnis

	Seite
Einleitung . . . . .	97
I. Überblick über die bisherigen Untersuchungen des Minerals Egeran . . . . .	97—102
II. Untersuchungen des Egerans von Göpfersgrün im Fichtelgebirge . . . . .	102—107
Vorkommen und kristallographische Ausbildung . . . . .	102—103
Chemische Untersuchung und Berechnung der Formel . . . . .	103—105
Optische Untersuchung . . . . .	106—107
III. Die mit dem Auftreten des Egerans verbundenen Kontakterscheinungen . . . . .	107—127
A. Göpfersgrün . . . . .	107—120
Geologische Verhältnisse . . . . .	107—109
Petrographische Untersuchung . . . . .	109—120
Der Granit . . . . .	109—111
Die metamorphosierten Sedimentgesteine . . . . .	111—119
Typus I . . . . .	111—113
Modifikation: Egeranfels . . . . .	113—114
Typus II . . . . .	114—115
Typus III . . . . .	115—116
Überblick und petrographisch-chemische Zusammenstellung . . . . .	116—119
Anhang: Untergeordnete Einlagerungen, Trümer, Phyllit . . . . .	119—120
B. Haslau bei Eger in Böhmen . . . . .	120—127
Geologische Verhältnisse . . . . .	120—121
Petrographische Untersuchung . . . . .	121—126
Granit . . . . .	121—122
Kontaktgesteine . . . . .	122—126
Überblick und petrographisch-chemische Zusammenstellung . . . . .	126—127
IV. Zwei verwandte Vorkommnisse . . . . .	127—130
A. Egeranführender Augitschiefer von Hohendorf und Bärenndorf in Sachsen . . . . .	127—129
B. Erlau von Schwarzenberg in Sachsen . . . . .	129—130
V. Zusammenfassende Darstellung der hauptsächlichsten Ergebnisse mit Berücksichtigung ihrer genetischen Deutung, sowie tabellarische Übersicht der Analysen der Kalksilikatgesteine und ihrer Berechnungen . . . . .	130—134

# Geologische Spezialaufnahme des Gutes Häusern bei Röhrmoos.

Eine Unterlage für agronomische Zwecke.

Bearbeitet von

**Dr. Werner Koehne.**

Mit einer geologischen Spezialkarte in 1:5000, nebst Profilen und einer Bohrkarte.

## I. Vorwort.

§ 1. Die vorliegende Arbeit, welche ich im Auftrage des Vorstandes der Geognostischen Landesuntersuchung ausführte, stellt den ersten Versuch in Bayern in der Richtung dar, die Aufnahmeanbeiten der Geologen für die Bedürfnisse der modernen Landwirtschaft nutzbringender auszugestalten. Zu diesem Zwecke sind Untersuchungsmethoden und Darstellungsweisen eingeführt, welche die Geognostische Landesuntersuchung Bayerns bei ihren bisherigen, anderen Zwecken dienenden Veröffentlichungen noch nicht benötigt hatte. Wenn die diesbezüglichen Arbeiten weitergeführt werden, so wird selbstverständlich danach gestrebt, diese Methoden in dem Maße, in welchem neue Erfahrungen es gestatten, umzugestalten und zu verbessern.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß bodenkundlich-agronomische Spezialuntersuchungen, wie sie jetzt von verschiedener Seite in Bayern angestrebt werden, so lange recht unvollkommen bleiben müßten, als es ihnen an genügenden geologischen Unterlagen fehlen würde. Andererseits ist es bei dem gewaltigen Umfange, den sowohl die Geologie wie die Ackerbaulehre heutzutage angenommen hat, unmöglich, daß der Geologe, der die geologischen Verhältnisse seines Gebietes genau festzustellen hat, nebenbei eine wirklich gründliche agronomische Bearbeitung ausführen könnte. Wenn von Geologen aufgenommene Karten die Bezeichnung tragen „geologisch und agronomisch“ bearbeitet, so ist der letztere Zusatz doch nur mit Einschränkung gültig. Eine den heutigen Anforderungen der wissenschaftlichen Bodenkunde und Ackerbaulehre voll entsprechende agronomische Untersuchung kann nur der Spezialist leisten, der dafür gründlich vorgebildet ist; nur dieser ist in der Lage, auf Grund der wissenschaftlichen Forschungen dem Landwirte praktische Ratschläge für rationellere Bewirtschaftung zu erteilen. Zu einer wirklich befriedigenden geologischen und agronomischen Spezialaufnahme gehört also die Zusammenarbeit von Geologen und Agronomen.

§ 2. Ehe diese beiden ihre Arbeiten beginnen können, muß eine ausreichende topographische Aufnahme vorangehen. In dieser Hinsicht besitzt Bayern durch seine Katasterblätter in 1:5000 einen großen Vorzug. Wenn in diese Blätter noch Höhenkurven eingemessen werden, wie es zum Teile bereits vom topographischen

Bureau des Generalstabes ausgeführt ist, so ist dadurch eine ganz vorzügliche Unterlage für derartige Arbeiten geschaffen.

Mit der topographischen Grundlage war es in dem vorliegenden Spezialfalle leider recht schlecht bestellt. Denn einerseits sind die neuen, mit Höhenkurven versehenen Positionsblätter in 1 : 25 000 von der betreffenden Gegend noch nicht vorhanden. Auf den Karten im Maßstabe von 1 : 5000 aber waren die früheren, im Kataster eingetragenen Grenzen innerhalb des Gutsbezirkes nicht mehr erhalten, so daß wir genötigt wurden, bei der geologischen Aufnahme eine teilweise Neuschaffung der topographischen Grundlage vorzunehmen, die natürlich nicht so genau ausgeführt werden konnte wie bei einer regelrechten Vermessung. Höhenkurven waren erst für den südlichen Teil des Gutsbezirkes, leider aber noch nicht für den nördlichen erhältlich.

Daß gerade das Gut Häusern zu der ersten derartigen Untersuchung ausgewählt wurde, geschah auf Anregung von Herrn Professor WAGNER in Weihenstephan, welcher sich mit den landwirtschaftlichen Verhältnissen des Gutes eingehend befaßte, da es als nutzviehschwache Wirtschaft besonderes Interesse erregte. Die landwirtschaftlichen und Betriebsverhältnisse des Gutes werden in einer Veröffentlichung von Herrn Professor WAGNER eingehend geschildert werden.

Die Größe der in landwirtschaftlicher Kultur befindlichen Fläche beträgt etwa 280 Tagwerk. Die auf der Karte dargestellte Fläche ist aber wesentlich größer, da sie noch den Wald, welcher dem Besitzer des Gutes, Herrn GRAFEN VON SPRETI, gehört, sowie Enklaven benachbarter Grundstücke mit umfaßt.

Die bei einer derartigen Arbeit auszuführenden mechanischen und chemischen Untersuchungen von Bodenproben konnten leider nicht im Geognostischen Bureau ausgeführt werden, das bei seinen beschränkten Räumlichkeiten noch nicht über die dazu nötigen Einrichtungen verfügt.

In dankenswerter Weise wurde uns hierin sowohl seitens der Kgl. Akademie zu Weihenstephan als auch der landwirtschaftlichen Abteilung der Technischen Hochschule in München ausgeholfen. Die mechanischen Analysen wurden daher teils von Herrn Dr. EBERHART in München im Auftrage von Herrn Professor KRAUS, teils von Herrn GAGEL in Weihenstephan im Auftrage von Herrn Professor WAGNER ausgeführt. Die chemischen Analysen wurden von Herrn Kgl. Akademielehrer Dr. MAYR und Herrn Kgl. Akademieassistenten K. GAGEL im Agrikulturchemischen Laboratorium der Kgl. Akademie Weihenstephan hergestellt.

Die mikroskopisch-mineralogischen Bestimmungen der Bodenteile wurden im Geognostischen Bureau durch den Kgl. Assessor Herrn Dr. FRANZ MÜNICHSDORFER ausgeführt. Die mineralogischen Untersuchungen werden ein wichtiges Hilfsmittel bieten, sobald es sich darum handelt, zu entscheiden, ob ein Boden mit einem anderen so übereinstimmt, daß die auf dem einen gewonnenen landwirtschaftlichen Erfahrungen sich auf den zweiten übertragen lassen.

Ferner möchte ich noch Herrn Gutspächter HEGE in Häusern meinen besten Dank für die überaus entgegenkommende und verständnisvolle Art, mit der er mich bei den Aufnahmearbeiten unterstützte, aussprechen.

## II. Lage und Oberflächenbeschaffenheit.

§ 3. Das Gut Häusern ist etwa 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub> km von der Station Röhrmoos der Bahnlinie München—Ingolstadt entfernt. Es liegt zwischen 29° 5' und 29° 6' östlicher Länge und auf etwa 48° 21' nördlicher Breite im Stromgebiet der Isar und gehört zu

demjenigen Teile der südbayerischen Hochfläche, welcher zwischen der Amper und ihrem Nebenflüßchen, der Glonn, gelegen ist.

Das Gelände wird von einem ostwestlich verlaufenden Tälchen durchschnitten, welches gegen Westen zum Rotbache entwässert wird; dieser fließt der Glonn zu. Die Höhe über dem Meere schwankt zwischen etwa 477 und 505 m und wird von den Höhen der weiteren Umgebung kaum übertroffen. Das aufgenommene Gebiet ist zum größten Teile beackert, zum kleineren von Wiesen und Wald eingenommen.

### III. Überblick über die wichtigsten Gesteine des Untergrundes.<sup>1)</sup>

§ 4. Die Gesteine, welche den Untergrund des Gutes aufbauen, sind fast ausschließlich von lockerer Beschaffenheit; wichtig sind besonders die folgenden:

1. Der Sand von Häusern besteht in der Hauptsache aus Quarzkörnern, die meist kaum  $\frac{1}{2}$  mm Durchmesser erreichen. Außerdem fallen Glimmerblättchen ins Auge.

§ 5. 2. Unter der Bezeichnung Kies (einschließlich Grand) haben wir alles Material zusammengefaßt, das aus abgerollten Gesteinsfragmenten von über 2 mm Durchmesser besteht.

§ 6. 3. Der Feinsand (einschließlich toniger Feinsand). Unter diesem Namen haben wir vom Sand im engeren Sinne diejenigen Gebilde abgetrennt, bei welchen die Körner nicht mehr 0,2 mm Durchmesser erreichen, so daß man sie mit bloßem Auge nicht mehr zu unterscheiden vermag. Vom Ton unterscheidet sich der Feinsand dadurch, daß die feinen Quarzteilehen so stark überwiegen, daß das Gebilde seine plastische Beschaffenheit mehr oder minder verliert. Der tonige Feinsand wird in Norddeutschland häufig auf den geologischen Karten als Mergelsand bezeichnet, er besitzt dort nämlich in der Tiefe einen erheblichen Gehalt an kohlen-saurem Kalke, der nur in den obersten Dezimetern ausgelaugt zu sein pflegt. Wir haben es vorgezogen, die Bezeichnung Mergelfeinsand nur für diejenigen Feinsande zu gebrauchen, die durch lebhaftes Aufbrausen beim Begießen mit Salzsäure ihren Gehalt an Calciumkarbonat verraten.

§ 7. 4. Der Ton kennzeichnet sich äußerlich durch seine fette, plastische, zähe Beschaffenheit. In der Nähe der Talsohle findet sich darin ein größerer Gehalt an kohlen-saurem Kalke, der meistens nicht nur in gleichmäßiger Verteilung, sondern auch in Form von Körnern, Knöllchen und größeren Knollen vorhanden ist.

5. Der Torf im Grunde des Tälchens ist eine Anhäufung von Humussubstanzen.

### IV. Überblick über den geologischen Aufbau.<sup>2)</sup>

#### Das Tertiär.

§ 8. Die Gebilde, welche den tieferen Untergrund von Häusern aufbauen, gehören geologisch der Tertiärformation an und zwar der Stufe, welche als Ober-

<sup>1)</sup> Die eingehendere Beschreibung folgt in dem Kapitel V über die Bodenarten. § 18—24.

<sup>2)</sup> Die geologischen Verhältnisse der oberbayerischen Hochfläche nördlich von München sind durch Untersuchungen LUDWIGS v. AMMON erhellt worden, die besonders niedergelegt sind in: „Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ingolstadt (Nr. XV) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern,“ Kassel 1889, „Die Gegend von München geologisch geschildert von L. v. AMMON.“ Festschrift der Geographischen Gesellschaft in München. 1894. — Eine geologische Karte, welche die Gegend von Häusern mit umfaßt, ist die „Übersichtskarte der geologischen Verhältnisse des Kreises Oberbayern“ von v. GÜMBEL, v. AMMON und PENCK in der Denkschrift „Die Landwirtschaft im Regierungsbezirke Oberbayern.“ München 1885.

miocän oder Jüngere Süßwassermolasse bezeichnet wird. Über das Alter und die Entstehung dieser Gesteine können uns die eingeschlossenen Reste von Lebewesen Aufschluß geben. Solche sind zwar nicht im Bereiche des Gutes selbst, aber in ähnlichen Schichten der weiteren Umgebung gefunden worden. So gibt L. v. AMMON verkohlte Treibholzreste, Blattabdrücke und Schalen von Land- und Süßwasserschnecken an, ferner aus den Sand- und Kiesgruben Zähne von dem elefantenähnlichen Mastodon und Dinotherium und anderen ausgestorbenen Säugetieren. Aus diesen Einschlüssen und der Beschaffenheit der Gesteine muß man schließen, daß sie in Flüssen und Seen abgesetzt worden sind.

Die Ablagerung dieser Bildungen geschah zwar meist im großen und ganzen etwa wagerecht, aber doch in höchst unregelmäßiger Weise. Nicht selten rissen neue Fluten in die Gesteine, welche sich kurz vorher abgesetzt hatten, Rinnen ein, welche von einem anders gearteten, meist gröberen Material erfüllt wurden. Auch konnten, während sich in einer ruhigen Bucht feine tonige Teile niederschlugen, an anderen Stellen, wo das Wasser bewegter war, Sand und Kies zum Absatz gelangen.

Wenn die tertiären Schichten der Gegend regelmäßig wagerecht übereinander lägen, so müßten ihre Grenzen da, wo sie später von Tälern durchschnitten wurden, auch wagerecht am Gehänge entlang laufen; das ist aber nicht der Fall. Vielmehr steigen die Grenzen der Gesteine, wie sich das bei der Aufnahme von Häusern deutlich zeigte, in willkürlicher Weise am Gehänge auf und ab und man kann Kies an einer Stelle in derselben Höhenlage wie Sand oder Ton an einer anderen beobachten. Diese Unregelmäßigkeiten finden ihre wahrscheinlichste Erklärung in den geschilderten Absatzverhältnissen, während spätere Verrückungen der Schichten nicht nachgewiesen werden konnten.

Im großen und ganzen läßt sich aber bei Häusern doch eine Dreiteilung des Schichtenkomplexes in der Weise wahrnehmen, daß zu unterst tonige Bildungen vorherrschen, in der Mitte sandige und kiesige, während zu oberst Feinsande zunehmen.

§ 9. Man hat auch die Frage aufgeworfen, woher das Material gekommen ist, welches die tertiären Schichten aufgebaut hat; von Bedeutung hierfür sind die Untersuchungen, welche L. v. AMMON über die Gerölle des Tertiärkieses ausgeführt hat (Gegend von München 1894, S. 122, 123). Er fand nämlich, daß die Gerölle meistens solchen Gesteinen entsprechen, wie sie in den Alpen vorkommen, daß jedoch auch einzelne Stücke eine andere Herkunft zu haben scheinen.

§ 10. Unter der Bezeichnung „Flinz“ versteht man in Oberbayern eine Anzahl verschiedener Gesteine des obermiocänen Untergrundes. Wir können daher den Ausdruck „Flinz“ nicht auf ein bestimmtes Gestein anwenden, ihn aber ganz gut als volkstümliche Benennung für Obermiocän gebrauchen und so von Flinzton, Flinzsand etc. sprechen.

### Die Diluvialzeit.

§ 11. Während der sogen. Diluvialzeit schafften gewaltige Gletscher aus den Alpen in das Vorland riesige Massen von Gesteinsmaterial heraus, welche die Gegend von Häusern jedoch nicht erreichten. Vielmehr scheint es, daß nach der Ablagerung der erwähnten Tertiärschichten keine Zuführung neuen Materials in das Gebiet stattgefunden hat. Dagegen setzte die Verwitterung und Abtragung ein und es ist anzunehmen, daß die Täler der Gegend vornehmlich in dieser Zeit durch fließende Wässer nach und nach eingeschnitten wurden.

Die jetzt nahe der Oberfläche anzutreffenden Bildungen des Tertiärs sind also nicht dessen alleroberte Ablagerungen gewesen, waren vielmehr einst noch von mehr oder minder mächtigen Tertiärschichten bedeckt, die der Abtragung anheimfielen. Von diesen verschiedenen abgetragenen Schichten blieben aber zuweilen noch Bestandteile übrig, welche sich miteinander mischten; z. B. findet man da, wo eine Sanddecke ehemals weiter über einen Ton übergriff, nicht selten den Ton noch oberflächlich mit Sand vermengt. Oder man findet in der Ackerkrume eines Sandes noch auffallend viel lehmige Bestandteile, deren Vorhandensein in einer Anzahl von Fällen damit zu erklären ist, daß ursprünglich noch tonige Tertiärbildungen darüber vorhanden waren. Ferner kommt es vor, daß ganz dünne Tonbänkechen, die im Sande eingebettet waren, sich durch den Einfluß von Verwitterung und Gehäugerutschungen mit diesem vermengten und so tonige oder lehmige Sande lieferten. Außerdem bläst auch der Wind die feinen Teilchen an besonders exponierten Stellen aus, um sie an anderen wieder fallen zu lassen.

Wenn auch die Entstehung der geschilderten Mischprodukte noch im Alluvium fort dauerte, dürfte sie doch in der Hauptsache bereits während der Diluvialzeit erfolgt sein. Diese Mischprodukte gehen ganz unmerklich in die „Abschlamm-massen“ über, deren Bildung zwar jedenfalls schon während des Diluviums begann, aber wohl erst später ihren Höhepunkt erreichte, weswegen sie in dem Abschnitte über das Alluvium besprochen werden.

Nach alledem zeigt es sich, daß man das Alter der Vorgänge, welche sich in unserem Aufnahmegebiete nach der Bildung der tertiären Schichten abspielten, im einzelnen nicht genau festlegen kann. Echte diluviale Bildungen (Lehm und Löß), wie sie in der Gegend von Freising und Landshut in ausgedehnten Flächen das Tertiär überdecken, wurden bei der Aufnahme des Gutes Häusern nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

## Das Alluvium.

§ 12. Während der jüngsten Zeit der Erdgeschichte, dem Alluvium, haben keine besonders augenfälligen Umgestaltungen des Geländes in unserem Gebiete mehr stattgefunden.

Die Ablagerungen dieser Zeit können wir in zwei Gruppen teilen: Die Abschlammprodukte und die Moorbildungen.

### § 13. Die Abschlammprodukte

lassen sich von den unter „Diluvialzeit“ geschilderten Mischprodukten nicht scharf trennen; sie sind dadurch entstanden, daß am Gehänge Bodenteile, besonders sehr feine, von den höheren Teilen nach den tieferen zu herabgeschlämmt wurden. An den tieferen, flacheren Teilen des Talgehanges, die an die Moore angrenzen, finden sich stärker humushaltige Abschlammprodukte. Diese verdanken ihren Humusgehalt einerseits dem Umstande, daß Humusteilchen am Gehänge herabgeschlämmt wurden, andererseits, daß der Boden in alter Zeit vor Regulierung des Wasserabflusses stark durchfeuchtet war, dadurch kühl gehalten wurde, und so eine Anreicherung von Humus aus einer gut gedeihenden Vegetation ermöglicht wurde. Zum Teil handelt es sich bei den auf unserer Karte mit den Abschlammprodukten zusammengefaßten Bildungen auch nur um die nur wenig umgelagerte und mit Humusteilchen versehene Decke eines tertiären Tonlagers.

### Die Moorbildungen.

§ 14. Die wenig ausgedehnten Moore im Bezirke von Häusern gehören zu den Flachmoorbildungen und dürften ihrer Entstehung nach den Quellmooren<sup>1)</sup> zuzurechnen sein. Es ist also anzunehmen, daß in dem Tälchen von Häusern Quellen herausstraten, da wo den tertiären Tonen wasserführende Sande eingelagert sind. Es entstanden so feuchte Flächen, auf denen sich eine besonders üppige Vegetation ansiedelte. Indem die nächstfolgenden Pflanzengenerationen auf den abgestorbenen Resten der älteren emporwuchsen, wurden diese vom Luftzutritt abgeschlossen, so der völligen Verwesung entzogen, und wurden zu Torf. Die Mooreerde ist in ganz ähnlicher Weise entstanden; doch handelt es sich hier um nur einige Dezimeter mächtige, mit Sand und Ton verunreinigte Ablagerungen.

## V. Bodenkundlicher Teil.

### Allgemeines.

§ 15. Bei dem Versuche, in einem neuen Gebiete mit der kartistischen Darstellung der bodenkundlichen Verhältnisse zu beginnen, stößt man auf große Schwierigkeiten.

Vergleichsweise günstiger liegen die Verhältnisse noch bezüglich des tieferen Untergrundes. Denn hier handelt es sich im wesentlichen nur darum, den geologischen Aufbau, das Vorhandensein schwerdurchlässiger Schichten, sowie technisch nutzbarer Bodenarten festzustellen, Aufgaben, die bereits meist mit ausreichender Genauigkeit gelöst werden können und z. B. auf den als „geologische und agronomische“ Aufnahmen bezeichneten Darstellungen der preußischen geologischen Landesanstalt und anderer mit großer Sorgfalt behandelt worden sind.

Ungleich schwieriger ist aber die Behandlung der Ackerkrume und ihres unmittelbaren Untergrundes. Hier handelt es sich darum, diejenigen Eigenschaften des Bodens aufzufinden, welche für die Ertragsfähigkeit und die Möglichkeit zu deren Hebung maßgebend sind. Die spezielle Bodenkunde ist aber noch nicht so weit gediehen, um die Bodenarten mit einer für diese Zwecke voll ausreichenden Genauigkeit einteilen und bezeichnen zu können. Man wird hier naturgemäß nicht mit der bloßen Besichtigung des Bodens auskommen, sondern Proben entnehmen und im Laboratorium untersuchen müssen. Nun ist es aber wiederum äußerst schwierig, die im Laboratorium gefundenen Ergebnisse kartistisch darzustellen, da die Zahl der untersuchten Proben nur eine beschränkte sein kann und man die Grenzen auf der Karte nach den Merkmalen eintragen muß, welche im Felde zu sehen sind. Man wird daher besonders bei sehr stark wechselnden Bodenverhältnissen und bei einem kleineren Maßstab der Karte häufig das Bedürfnis nach etwas dehnbaren Begriffen haben, um die Karte nicht zu sehr mit Einzelheiten zu überlasten. Um alle diese Schwierigkeiten zu überwinden, ist es nötig, noch ein erhebliches Material an Erfahrungen zu sammeln und zu verarbeiten, wozu die Mitwirkung von Agronomen erwünscht ist. Wir mußten daher bei dem vorliegenden ersten Beispiel noch darauf verzichten, die Beschaffenheit der Ackerkrume einigermaßen erschöpfend zu behandeln. Die Ackerkrume ist das Produkt der Bearbeitung

<sup>1)</sup> Vgl. „Über Quellmoore in Masuren (Ostpreußen)“ von HESS v. WICHENDORFF und RANGE. Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1906. Bd. XXVII. Heft 1 S. 95—106.

der ursprünglichen obersten Bodenschichte, welche in der Regel im Untergrunde der Ackerkrume noch vorhanden sein wird.

Das Verständnis des obersten geologisch einigermaßen einheitlichen Gebildes, das sich also aus der Ackerkrume und deren Untergrund bis zu einer gewissen Tiefe in der Regel zusammensetzt, ist für die kartistische Darstellung der Ackerkrume daher äußerst wertvoll und in vielen Fällen ganz unentbehrlich. Wenn wir von den auf der Karte als Alluvium bezeichneten kleinen Flächen absehen, so gehören die Böden von Häusern dem Typus der Braunerde an, d. h. es sind Böden, welche aus dem Muttergestein durch Verwitterung unter bestimmten klimatischen und biologischen Verhältnissen hervorgegangen sind, dabei eine mittlere Auslaugung erfahren haben und Eisenoxydhydrat enthalten. Man könnte diese Vorgänge auch als Verlehmung bezeichnen. — Über die klimatischen Verhältnisse des Gebietes finden sich die Angaben in der Arbeit von Herrn Professor WAGNER über die landwirtschaftlichen Verhältnisse des Gutes Häusern.

§ 16. Einer der zuerst stattfindenden Verwitterungsvorgänge ist die Auflösung und Fortführung des kohlensauren Kalkes durch die Sickerwässer. Je mehr ein Boden durch Regenwasser durchspült worden ist, um so weniger können wir darauf rechnen, noch Calciumkarbonat darin anzutreffen. Die Auslaugung geht meist bis auf den Grundwasserspiegel hinab; wo dieser durch die Kultur neuerdings gesenkt worden ist, kann man häufig noch den früheren Grundwasserstand daran erkennen, daß der Gehalt an kohlensaurem Kalke noch bis zu einer gewissen Höhe über den jetzigen Grundwasserstand hinaufreicht. Es ist daher nicht zu verwundern, daß auch im Gebiete von Häusern in den höheren Teilen der Boden beim Befeuchten mit Salzsäure nicht aufzubrausen pflegt, sondern dies nur bei den Böden aus der Nähe der Talsohle stattfindet.

An höher gelegenen Stellen wurde ein durch Befeuchten mit Salzsäure nachweisbarer Kalkgehalt nur bei den Bohrungen Nr. A 29 (im Walde) und B II 123 festgestellt. Sonst ist er sehr niedrig; so ergab die Analyse einer Sandprobe (§ 29) keinen Gehalt an Kohlensäure, einer Probe von Tertiärton einen solchen, welcher einem Gehalt von 1,202%  $\text{CaCO}_3$  entsprechen würde; wobei aber zu bedenken ist, daß ein Teil der Kohlensäure an Magnesia gebunden ist. Man kann demnach diese Gesteine nicht als „mergelig“ bezeichnen, wie es in der älteren Literatur häufiger vorkam. Aus dem Acker herausgepflügte Kalkknollen fanden sich auf dem zu Straßbach gehörigen, in das Areal von Häusern einspringenden Felde, welches mit in unser Aufnahmegebiet einbezogen wurde.

Wo der Kalkgehalt noch vorhanden ist, findet er sich überwiegend in den Tonen und Feinsanden teils in feiner Verteilung, teils in Form von Knöllchen von mehr oder minder festem Zusammenhalt, so daß man diese Gesteine wohl am besten als kalkig-mergelige Tone und Feinsande bezeichnen kann.

§ 17. Ein zweiter, wichtiger Verwitterungsvorgang ist die Zersetzung von Mineralien, die zur Neubildung feiner Teilchen und zum Freiwerden von Nährstoffen führen kann. Da die Tertiärschichten aber meist aus widerstandsfähigeren Mineralien bestehen, so spielen diese Vorgänge hier nur eine verhältnismäßig unbedeutende Rolle. Die einzelnen zersetzbaren Mineralien sind unten bei Besprechung der einzelnen Bodenarten angegeben.

Ein weiterer Vorgang ist der, daß feine Teile vom Wasser ergriffen und entweder den Bächen zugeführt oder an anderen Stellen des Bodens, nicht selten tiefer im Inneren, wieder liegen gelassen werden.

### Die Sandböden.

§ 18. Der Tertiärsand (genauer obermiocäner Sand) spielt bei der Betrachtung der Böden von Häusern eine große Rolle. Es handelt sich hier um eine besondere Art des Sandes, welche mit ganz ähnlicher Zusammensetzung und demgemäß ähnlichen agronomischen Eigenschaften noch an zahlreichen Punkten der oberbayerischen Tertiärlandschaft auftaucht. Es ist von vornherein als wahrscheinlich anzunehmen, daß die Erfahrungen, welche in Häusern bezüglich der Ertragsfähigkeit, Düngebedürftigkeit und sonstigen landwirtschaftlichen Eigenschaften dieses Tertiärsandes gewonnen worden sind, sich ohne weiteres auch auf die anderen Stellen übertragen lassen, wo diese selbe geologische Bildung auftritt. Den strikten Beweis dafür werden jedoch erst weitere agrogeologische Untersuchungen zu erbringen haben.

Dieser Tertiärsand findet sich im Untergrunde von Häusern in ziemlich frischem und unvermischem Zustande. Hier wurde aus ihm eine Bodenprobe (Nr. 5) in 1 m Tiefe entnommen, deren chemische Zusammensetzung aus der Analyse in § 29 hervorgeht, während über ihre Korngröße § 26 Aufschluß gibt.

Die von Herrn Dr. MÜNCHSDORFER ausgeführte mikroskopische Untersuchung ergab folgende mineralogische Zusammensetzung:

In dem Sande von 0,5—0,2 mm Korngröße, der etwa die Hälfte der Gesamtmenge ausmacht:

Quarz, Glimmer, Feldspat, Hornblende, Eisenerz, zum Teil Roteisen.

In dem Anteil von 0,2—0,1 mm Korndurchmesser, der an der Grenze zum Feinsande steht und bei Probe V gegen 40% ausmacht, fanden sich im wesentlichen dieselben Mineralien wie im vorigen.

Groß ist die Zahl der Mineralien im eigentlichen Feinsandanteil (0,1—0,05 mm), nämlich: Glimmer (Biotit besonders häufig, Muskovit nur in Spuren); Quarz und Feldspat (reichlich); ferner Augit, Hornblende, Epidot, Kohle, Turmalin, Titaneisen, Rutil, Zirkon.

§ 19. Dieser Tertiärsand findet sich nur im Untergrunde völlig rein. Als Komponente tritt er meist mit etwas Kies zusammen auf in den bei der Verwitterung und Ablagerung der Tertiärschichten entstandenen Mischgebilden und den Abschläm Massen. In der Ackerkrume ist er überall vorhanden; er setzt sie fast ausschließlich zusammen in den als Tertiärsand schlechtweg kartierten Flächen. In den Ackerkrumen auf den Flächen, welche wie die Schilder 2, 6, 7, 8, 10, 11, 13 der Farbenerklärung signiert sind, spielt er die Hauptrolle. In den Ackerkrumen der übrigen Flächen findet er sich als eine in geringer bis verschwindender Menge auftretende Verunreinigung, die zum Teil erst durch den Menschen hereingebracht wurde.

Als Beispiel eines Bodens, in welchem der Tertiärsand als Hauptkomponente auftritt, wurde Probe Nr. X (schwach bindiger Sand mit Kieskörnern) mikroskopisch untersucht. Es ergab sich:

Im Kiesanteil (> 2 mm Durchmesser):

Quarz (sehr reichlich), Feldspat (kaolinisiert), Glimmer (brauner und farbloser), Brauneisen, Kohle, Gesteinsstücke.

Im Sand von 2—1 mm Durchmesser:

Quarz, Feldspat, Kohle, Brauneisen.

Im Sandanteil von 1—0,5 mm Durchmesser:

Dasselbe, sowie noch Biotit mit Rutil, Muskovit.

Im Sande von 0,5—0,25 mm Korndurchmesser (Hauptanteil):

Dieselben Mineralien, dazu noch Granat, Roteisen und unter den Feldspäten deutliche Plagioklase.

Im an der Grenze vom Sande zum Feinsande stehenden Anteil von 0,25 bis 0,1 mm Korndurchmesser:

Quarz, Feldspat, Granat, Biotit, Muskovit, Turmalin, Eisenerz.

Im Feinsand vom hydraulischen Werte 7—2 m Geschwindigkeit:

Quarz, Feldspat (darunter Plagioklas und Mikroklin), Glimmer (meist farblos), Augit?, Rutil, Titanit, Titaneisen, Kohle, Turmalin, Roteisen, Brauneisen, Zirkon.

Im Staubsand:

Dieselben Mineralien, außerdem Apatit.

Im Ton nach Methode SCHLÖSING-SLAVIK:

Undeutliche feinste Partikel anscheinend Kaolin und Muskovit, ferner Titaneisen.

Wir finden somit von den Mineralien des eigentlichen Tertiärsandes wieder:

Quarz, Glimmer, Feldspat, Rutil, Augit, Kohle, Turmalin, Titaneisen, Eisenerz; es fehlen nur Hornblende und Epidot in Probe X.

Von Mineralien, die in Probe X vorhanden sind, fehlten in den untersuchten Präparaten von Probe V:

Granat, Titanit, Apatit, Rot- und Brauneisen.

§ 20. Wegen des abweichenden Verhaltens der feinen bis staubigen Sande ist es wünschenswert, diese besonders zu berücksichtigen. Für die Aufnahmen im Felde ist es praktisch, die Grenze da zu ziehen, wo man die Körner mit bloßem Auge nicht mehr auseinanderhalten kann. Allerdings ist diese Grenze je nach den Beimengungen von Ton und Eisenoxyd etwas wechselnd, da man, wenn letztere vorhanden sind, zuweilen schon Körner von etwa 0,15 oder gar 0,2 mm Durchmesser nicht mehr auseinander halten kann. So wird auch von der preußischen Landesanstalt der Durchmesser von 0,2 mm als Grenze des in den Bohrprofilen als Sand (Zeichen S) und als Feinsand (Zeichen S) bezeichneten Materiales angegeben.<sup>1)</sup>

Bei Schlammprodukten kann man zwar isolierte Körner von 0,1 mm Durchmesser noch recht gut unterscheiden; bei Anhäufungen aber sieht man nur noch, daß man ein körniges Produkt vor sich hat, ohne doch einzelne Körner recht ins Auge fassen zu können. Demgemäß sehen wir die Korngröße von 0,2—0,1 mm als Übergang vom Sand zum Feinsand an, diejenigen unter 0,1 als typischen Feinsand (S). Bei der Untersuchung im Laboratorium, nicht aber bei der Aufnahme im Felde sind wir noch imstande, den Feinsand in Feinsand im engeren Sinne (hydraulischer Wert 7—2 mm Geschwindigkeit pro sek.) und in Staubsand (hydr. Wert 2—0,2 mm) zu zerlegen.

Die Trennung von S und S hat einen praktischen Wert. Nach den Untersuchungen ATTERBERGS<sup>2)</sup> nämlich besitzen die Sande von 0,2 mm Durchmesser abwärts eine viel höhere Kapillarität und bleiben daher viel leichter feucht als diejenigen von größerem Korne. Tatsächlich kann man auch in den Aufschlüssen im Tertiär recht häufig beobachten, wie feuchte Bänke von Feinsand (S) zwischen trockene

<sup>1)</sup> Geschäftsanweisung für die geologisch-agronomische Aufnahme im norddeutschen Flachlande. Berlin 1908. S. 16.

<sup>2)</sup> Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese. Chemiker Zeitung. 1905. 29. S. 195—198.

von Sand (S) eingelagert sind. Übrigens enthält auch der gewöhnliche Sand von Häusern einen erheblichen Anteil der Übergangssande von Sand zu Feinsand, was seine physikalischen Eigenschaften jedenfalls verbessert.

Die Proben 6 und 7 veranschaulichen zwei verschiedene Arten dieser Feinsande aus derselben Grube. Bei Nr. 6 sind die Übergangssande von Sand zu Feinsand noch reichlich vertreten, bei Nr. 7 nehmen bereits die Staubsande einen erheblichen Anteil und der Tongehalt steigt an. Auf diese Weise werden alle Übergänge zum Sande einerseits und zum Tone andererseits ganz allmählich vermittelt.

Die mineralogische Zusammensetzung entspricht derjenigen des anderen Tertiärsandes. In Probe Nr. 6 wurde nachgewiesen: Quarz, Feldspat (darunter Mikroklin), Glimmer (Muskovit und Biotit), Epidot., Turmalin, Rutil, Zirkon, Hornblende, Brauneisen, Eisenoxyd, Eisenerz.

Probe Nr. 7 (vgl. § 25) enthält dieselben Mineralien ohne Epidot und ferner Kohlespuren.

§ 21. Probe Nr. 8 veranschaulicht einen Waldboden aus geringer Tiefe, von einer Fläche, in der Sand und Feinsand vielfach miteinander wechseln. Er enthält demgemäß einen höheren Anteil der Übergangssande von Sand zu Feinsand und erheblich mehr feinste Teile als der gewöhnliche Tertiärsand. Bei der mikroskopischen Untersuchung von Probe 8 wurden besonders zahlreiche Plagioklase unter den Feldspaten beobachtet.

Die Proben Nr. 2 und 3, welche an ein- und derselben Stelle entnommen wurden, zeigen die Zusammensetzung von Mischböden, welche durch Vermengung der verschiedenen tertiären Bildungen entstanden sind. Wir haben solche Mischgebilde als „L“ abgekürzt in den Bohrprofilen bezeichnet, da sie denjenigen Böden ähneln, welche von der preußischen geologischen Landesanstalt als Lehm aufgefaßt wurden und die Bezeichnung L erhielten. Wie in § 24 ausgeführt wird, verstehen wir unter Lehm, den wir in den Bohrregistern mit  $\mathfrak{L}$  bezeichnen, etwas anderes. Wir werden bei unseren künftigen Aufnahmen diese Mischgebilde schärfer zu trennen und zu charakterisieren suchen. Demgemäß ist schon bei unserer in Vorbereitung befindlichen Publikation über die agrogeologischen Verhältnisse des Staatsgutes Weihestephan die Bezeichnung L ausgemerzt worden. Die Probe Nr. 2 wurde, da sie über 30% Sand enthält, als stark mit Sand vermengter Mischboden (=  $\bar{S}L$ ) bezeichnet.

Die mineralogische Zusammensetzung ist bei Boden Nr. 2: Quarz, Feldspat, Biotit, Muskovit, Rutil, Hornblende, Turmalin, Eisenerz, Brauneisen, Eisenoxyd, Kohle, Augit?

Die Mineralien in Nr. 3 sind im wesentlichen die gleichen, der Biotit ist stark verwittert, es treten noch auf Epidot und Zirkon.

§ 22. Hier schließt sich der Boden Nr. XIV an, welcher zwar im Bereiche des Tertiärtones aber an einer stark mit Sand (vermutlich künstlich) verunreinigten Stelle entnommen wurde. Er steht nach seinem Gehalt an feinsten Teilen zwischen Boden 2 und 3 und enthält 14,3% Ton nach SCHLÖSING-SLAVIK (§ 28). Nach seiner mineralogischen Zusammensetzung entspricht er den Böden Nr. 2 und 3, er enthält nämlich: Quarz, Feldspat, Muskovit, Biotit, Turmalin, Epidot, Rutil, Eisenerz, Brauneisen, Roteisen, Titaneisen, Hornblende, Kohle, Augit?, Zirkon.

### Die Böden im Bereiche des Tertiärtones.

§ 23. Der Tertiärton des Untergrundes (Flinzton),  $\mathfrak{ST}$  oder T wird durch die Proben Nr. I und XVI veranschaulicht (§ 25). Die Böden zeichnen sich dadurch aus,

daß der Gehalt an „Feinstem“ (hydr. Wert kleiner als 0,2 mm) 50 % erheblich übersteigt. Bei Probe XVI wurde auch der Tongehalt nach Methode SCHLÖSING-SLAVIK bestimmt (§ 28) und zwar mit 22,8 %. Er beträgt also nicht ganz die Hälfte des „Feinsten“.

Die chemische Zusammensetzung ist in § 29 angegeben. Es fällt hier der hohe Gehalt an Phosphorsäure auf. Nach den bisher vorliegenden Analysen fällt bei unseren obermiocänen Tertiärgesteinen der Gehalt an Phosphorsäure mit steigender Korngröße. Anscheinend gilt dies nicht nur für den absoluten Gehalt, sondern auch für den von den Pflanzen zu benützensden.

Die mineralogische Bestimmung ergab bei Boden Nr. 1 im Feinsand- und Staubanteil: Quarz, Eisenerz, Biotit, Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit, Feldspat, Muskovit, Epidot, Hornblende, Kohle, Titaneisen.

Eine an Calcium- und Magnesiumkarbonat sehr reiche Probe ist diejenige Nr. 4 mit 20,18 % Kohlensäure.<sup>1)</sup> Der Boden macht in trockenem Zustande einen sandigen Eindruck; behandelt man ihn aber mit Salzsäure, so lösen sich alle gröbereren Teile und es bleibt nichts zurück, als Ton und Feinsand.

Unter den Proben, welche von der Ackerkrume im Bereiche des Tones entnommen wurden, enthält nur die humushaltige aus der Nähe der Talsohle (Nr. XV) über 50 % feinste Teile und sogar 25,51 % Ton nach Methode SCHLÖSING-SLAVIK. Die übrigen (Nr. 11 und 13) zeigten sehr starke Verunreinigung mit Sand und können nicht als typisch für die Ackerkrume des Tertiärtones gelten. Diese werden wir in unserer Arbeit über das Staatsgut Weihenstephan veranschaulichen.

### Über Lehm Böden.

§ 24. Zur Untersuchung der Frage, ob unter den Böden von Häusern sich ein wirklicher Lehm befindet, seien hier zunächst eine Anzahl von Analysen von „Lehm“ aus der Literatur zusammengestellt.

Ergebnisse von Schlämmanalysen in Prozenten des Feinbodens unter 2 mm Durchmesser.

Hydraulischer Wert G. in mm	> 7	7—2	2—0,2	< 0,2
Ungefähre Korngröße in mm	2—0,1	0,1—0,05	0,05—0,1	< 0,01
„Typischer Lehm“ <sup>2)</sup> . . . . .	3,912	10,287	42,355	43,446
„Lehm“ von Freising <sup>2)</sup> . . . . .	9,746	6,579	37,485	46,190
„Decklehm“ von Oberföhring <sup>3)</sup> . . . . .	10,414	7,965	38,788	42,833
„Diluvialer Lehm“ aus Hessen <sup>4)</sup> . . . . .	11,8	7,8	37,1	43,3
„Lehm“ von Dikopshof bei Bonn <sup>5)</sup> . . . . .	4,44	6,28	56,13	33,18
„Lehm“ aus der Prov. Posen <sup>5)</sup> . . . . .	35,8	12,6	16,2	35,4
„Lehm“ aus Westpreußen <sup>7)</sup> . . . . .	38,9	14,2	17,8	29,1
„Lehmiger Sandboden“ von Obermenzing <sup>8)</sup> . . . . .	27,15	14,55	23,05	35,25

<sup>1)</sup> Die gewichtsanalytische Bestimmung durch Herrn GAGEL-Weihenstephan ergab 20,18 % CO<sub>2</sub>. Dabei gingen noch in Lösung 17,93 % Kalk (CaO) und 11,26 % Magnesia (MgO). Den 20,18 % CO<sub>2</sub> würden 25,6 % CaO entsprechen, wenn alle Kohlensäure an Kalk gebunden wäre.

<sup>2)</sup> C. EBERHART, Die Bedeutung der mechanischen Bodenanalyse. Fühlings Landwirtschaftliche Zeitung. 58. Jahrg., Heft 5, S. 182 (mit Apparat Kopecky).

<sup>3)</sup> Ebenda S. 186.

<sup>4)</sup> SCHÖTTLER, Blatt Sensbach. S. 53 (vom Verfasser umgerechnet auf Prozente des Feinbodens). Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Hessen. 1908.

<sup>5)</sup> ERICH KAISER, Das akademische Gut Dikopshof, Gutswirtschaft der Kgl. Landwirtschaftlichen.

Man erkennt sofort, daß die vier obenstehenden süddeutschen Lehme eine zufriedenstellende Übereinstimmung zeigen. Interessant ist, wie ähnlich sich der Lehm von Oberföhring bei München dem hessischen zeigt. Die drei unten stehenden preußischen „Lehme“ weichen dagegen von den süddeutschen sowohl als auch unter sich wesentlich ab. Der „Lehm“ aus Posen und Westpreußen („Geschiebelehm“) ähnelt eher dem lehmigen Sandboden. Die von C. EBERHART und SCHOTTLER als Lehm bezeichneten Gesteine entsprechen solchen, wie sie bereits früher in den Veröffentlichungen der geognostischen Abteilung in München, insbesondere von ADOLF SCHWAGER,<sup>1)</sup> als Lehm angesehen worden sind. Wir werden daher den Begriff „Lehm“ im Anschluß an diese Autoren begrenzen.

Wenn wir unsere in § 26 und 27 mitgeteilten Schlämmanalysen mit den obigen vier vergleichen, so sehen wir, daß sich kein richtiger Lehm darunter findet. Die Terminologie der lehmigen und tonigen Sande etc. befindet sich aber noch so im Rückstande, daß unsere in dieser ersten Veröffentlichung hier dafür angewendete Bezeichnungsweise mehr als Notbehelf anzusehen ist.

### § 25. Verzeichnis der Bodenproben.

Entnahmestelle und Nummer (auf der Bohrkarte eingetragen)	Tiefe der Entnahme in Metern	Bezeichnung	Flächensignatur auf der geolog. Karte	Nächstliegendes Bohrprofil
I. Südlichster Schlag (Nr. IV) in Abteilung B II der Bohrkarte	0,50—0,70	Tertiärton. $\text{ČT}$	h	$\frac{\text{ČL 2}}{\text{ČT 13}}$
II. Westlichster Rand desselben Schlages. Abt. B II	0,8—1,0	Bindiges Mischgebilde von Ton mit feinem und reichlich grobem Sand. $\text{ŠL}$ . Etwa als lehmiger Sand zu bezeichnen	as	$\frac{\text{ŠL 6}}{\text{LS 8}}$ L 6
III. Ebenda	0,3—0,5	Stark bindiges Mischgebilde von Ton mit feinem und grobem Sand. L	as	$\frac{\text{ŠL 8}}{\text{ČT 6}}$

Akademie Bonn-Poppelsdorf. Geologisch agronomisch beschrieben. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt. 1906. S. 39 (mit Apparat Schöne).

<sup>6)</sup> F. WAHNSCHAFFE, Blatt Wargowo III S. 2 (mit Apparat Schöne. Vom Verfasser umgerechnet auf Procente des Feinbodens). Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen etc. 1898.

<sup>7)</sup> A. JENTZSCH, Blatt Schwenten III. S. 6. (mit Apparat Schöne. Vom Verfasser umgerechnet auf Procente des Feinbodens). Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen etc. 1898.

<sup>8)</sup> A. FRANKAU, Untersuchungen über die Beziehungen der physikalischen Bodeneigenschaften zueinander und zur mechanischen Bodenanalyse. Inaug.-Dissert. d. techn. Hochschule zu München 1909. S. 23.

<sup>1)</sup> Analysen von Gesteinen der Münchener Gegend und einiger anderer Gebietsteile. Geognostische Jahreshefte. 12. Jahrg. 1899.

Entnahmestelle und Nummer (auf der Bohrkarte ein- getragen)	Tiefe der Entnahme in Metern	Bezeichnung	Flächensignatur auf der geolog. Karte	Nächstliegendes Bohrprofil
IV. Südöstlich vom Hofe. Schlag III. Abt. B III	0,9—1	Kalkig-mergeliger feinsandiger Ton. K⊗T	kh	L 3 ⊗T 3 K⊗T 10 TK⊗ 5
V. Westlich vom Hofe. Schlag VI. Abt. A II	1	Tertiärsand. S.	s	S 20
VI. Im Walde. Abt. A II	1—1,1	Gelber, glimmerführender Feinsand und Sand (verlehmt). S⊗	fs	L⊗ 3 ⊗T 7 (T)⊗ 6
VII. Ebenda	0,7—0,9	Gelber, tonhaltiger Feinsand (verlehmt). T⊗		K⊗T 1 ⊗T 3
VIII. Im Walde, am Wege von Häusern nach Tax- berg. Abt. A II	0,2—0,3	Gelber, schwach bindiger Sand L̄S	s(fs)	L̄S 3 L⊗ 9 L̄S 2 WS 6
IX. Nördlich vom Hofe. Schlag I. Abt. A II	0,2—0,25 <sup>1)</sup>	Bindiger Sand. LS.	s	LS 6 L̄S 4
X. Ebenda	0,4—0,45	Schwach bindiger Sand mit Kieskörnern G L̄S		S 10
XI. Nordöstlich v. Hofe. Schlag III. Abt. A III	0,2—0,25 <sup>1)</sup>	Bindiges Mischgebilde von Ton mit reich- lich feinem und grobem Sand S⊗L	h	L̄S 3 T⊗ 11
XII. Ebenda	0,4—0,45	Stark bindiges Mischgebilde von Ton mit feinem und grobem Sand. L		⊗T 6
XIII. Östlich vom Hofe. Schlag III. Abt. A III	0,2—0,25 <sup>1)</sup>	Stark bindiges Mischgebilde von Ton mit feinem und grobem Sand und Kies. GL	h	L̄S 2 L 4 ⊗ 6
XIV. Ebenda	0,4—0,45	Bindiges Mischgebilde von Ton und reich- lich feinem, sowie grobem Sand. ⊗L.		⊗(T) 3 ⊗T 6
XV. Südöstlich vom Hofe. Schlag III. Abt. B II	0,2—0,25 <sup>1)</sup>	Humushaltiger Ton mit Sand- und Kies- körnern. H̄GST	h	H̄L 3 ⊗T 2
XVI. Ebenda	0,5—0,55	Tertiärton. ⊗T.		K⊗T 10 K1⊗ 5

<sup>1)</sup> Bei der nachträglich vorgenommenen Entnahme der Proben Nr. IX—XVI durch Herrn Dr. MÜNCHSDORFER wurde der tiefere Teil der Ackerkrume entnommen, da der obere bereits gefroren war.

## § 26. Mechanische Analysen der Bodenproben Nr. I—VIII.

Ausgeführt von Herrn K. GAGEL in Weihenstephan. (SCHÖNE'scher Schlämmapparat.)

Prozente des Gesamtbodens (ungefähre Korngrößen).

Nr. der Probe	Grand und Kies > 2 mm	Sand i. e. S.			Übergang v. Sand zu Feinsand 0,2—0,1 mm	Feinsand i. e. S. 0,1—0,05 mm	Staub 0,05—0,01 mm	Feinstes < 0,01 mm	Sand + Feinsand 2—0,05 mm	Staub + Feinstes 0,05 bis 0,01 mm
		2—1 mm	1—0,5 mm	0,5—0,2 mm						
I	—	1,1			7,8	7,6	17,2	66,3	16,5	83,5
II	2,96	3,23		27,81	26,51	8,73	10,34	20,42	66,28	30,76
III	0,76	1,49		13,56	14,39	6,95	24,48	38,37	36,39	62,85
IV	—	12,4			4,4	10,0	28,4	44,8	26,8	73,2
V	1,74	1,23	1,72	49,74	38,94	2,46	2,09	2,08	94,09	4,17
VI	—	0,33			19,67	37,67	27,33	15,0	57,67	42,33
VII	0,08	2,66			8,0	19,66	28,30	41,30	30,32	69,60
VIII	0,32	1,0	14,29		34,89	10,96	9,97	28,57	61,14	38,54

Resultate derselben Analysen auf Prozente des Feinbodens  
(unter 2 mm Durchmesser der Körner) berechnet.

Nr. der Bodenprobe	Hydraulische Werte = Schlämngeschwindigkeit in Millimetern pro Sekunde				
	> 25	25—7	7—2	2—0,2	< 0,2
I	1,1	7,8	7,6	17,2	66,3
II	31,9	27,4	9,0	10,7	21,0
III	15,2	14,5	7,0	24,7	38,6
IV	12,4	4,4	10,0	28,4	44,8
V	53,6	39,7	2,5	2,1	2,1
VI	0,33	19,67	37,67	27,33	15,0
VII	2,7	8,0	19,7	28,3	41,3
VIII	15,3	35,0	11,0	10,0	28,7

## § 27. Mechanische Analysen der Bodenproben Nr. IX—XVI

nach den in § 28 mitgeteilten Analysen des Herrn Dr. EBERHART-München zusammengestellt.  
(KOPECKY'scher Schlämmapparat.)

Prozente des Gesamtbodens.

Nr. der Probe	Kies oder Grand über 2 mm Durchmesser	Feinboden						
		Sand				Staub	Feinstes	
		Siebprodukte vom Durchmesser:				Abgeschlämnte Teile bei Geschwindigkeit von:		
		2—1 mm	1—0,5 mm	0,5—0,25 mm	< 0,25 (bis hydraulischer Wert 7 mm)	7—2 mm	2—0,2 mm	< 0,2 mm
IX	1,3	0,8	8,9	34,4	12,8	12,5	8,6	20,7
X	3,1	0,6	6,7	37,7	12,3	12,1	8,4	19,0
XI	2,1	1,2	4,2	20,6	10,5	13,4	14,7	33,4
XII	1,9	2,3	4,8	9,3	9,2	24,5	16,6	31,3
XIII	12,6	3,8	6,6	15,0	7,1	12,5	11,1	31,3
XIV	2,9	1,8	5,5	24,5	11,9	13,1	12,7	27,6
XV	0,9	0,7	1,7	11,2	3,6	9,8	18,8	53,3
XVI	—	0,2	0,6	2,9	0,9	9,4	30,5	55,5

§ 28. Mechanische Analysen der Bodenproben IX—XVI (Verzeichnis § 25) ausgeführt von Herrn Dr. EBERHART-München.

Nr. der Probe	Feinboden in Prozenten des Gesamtbodens	Teile $\wedge$ 2 mm d in Prozenten des Gesamtbodens	Siebprodukte <sup>1)</sup> in Prozenten des Feinbodens. Durchmesser =				Hydraulische Werte in Prozenten des Feinbodens <sup>2)</sup>								Ton <sup>4)</sup> in Prozenten des Feinbodens	Nr. der Probe
			2—1 mm	1—0,5 mm	0,5—0,25 mm	< 0,25 (bis 7 mm hydr. Wert)	8	7	6	5	4	3	2	1		
							> 7 mm G <sup>3)</sup> (bis 2 mm d)	7—3,5 mm G	3,5—2 mm G	2—1 mm G	1—0,2 mm G	0,2—0,1 mm G	0,1—0,05 mm G	< 0,05 mm G		
IX	98,74	1,26	0,796	9,054	34,788	13,008	57,646	7,816	4,866	3,298	5,408	1,766	2,020	17,180	8,84	IX
X	96,88	3,12	0,656	6,962	38,868	12,730	59,216	8,568	3,914	3,962	4,748	2,876	1,601	15,115	6,88	X
XI	97,87	2,13	1,208	4,248	21,012	10,760	37,228	6,336	7,314	4,350	10,630	3,208	8,796	22,140	13,54	XI
XII	98,09	1,91	2,322	4,934	9,514	9,374	26,144	13,836	11,178	6,176	10,766	3,302	9,548	19,050	15,50	XII
XIII	87,39	12,61	4,352	7,560	17,108	8,120	37,140	7,374	6,922	4,810	7,928	4,312	5,174	26,340	16,11	XIII
XIV	97,11	2,89	1,828	5,650	25,192	12,264	44,934	7,292	6,230	4,916	8,222	5,100	3,331	19,975	14,30	XIV
XV	99,07	0,93	0,702	1,678	11,278	3,682	17,340	4,066	5,790	7,062	11,946	6,594	11,089	36,113	25,51	XV
XVI	100,00	—	0,180	0,604	2,852	0,942	4,578	5,144	4,300	14,872	15,590	12,336	4,780	38,400	22,80	XVI

<sup>1)</sup> ALEX. MÜLLER'sche Rundlochsiebe. <sup>2)</sup> Mit dem KOPECKY'schen Schlämmapparat bestimmt. Die Gründe für die Bevorzugung dieses Apparates sind aus-einandergesetzt von C. EBERHART in „Die Bedeutung der mechanischen Bodenanalyse“. Fühlings Landwirtschaftliche Zeitung, 58. Jahrg. H. 5, S. 176—188. <sup>3)</sup> G = Strom-geschwindigkeit. <sup>4)</sup> Nach der mechanischen Tonbestimmungsmethode SCHLÖSING-SLAVIK.

Einzelbestimmungen der hydraulischen Werte.<sup>1)</sup>

Berechnete Summen der hydraulischen Werte.

Nr. der Probe	Ausflußmenge 1000 ccm in 202"				Ausflußmenge 1000 ccm in 404"								
	Abgeschlämmte Teile	Großer Zylinder	Mittlerer Zylinder	Kleiner Zylinder									
	< 0,2 mm	0,2—2 mm	2—7 mm	> 7 mm	< 0,1 mm	0,1—1 mm	1—3,5 mm	> 3,5 mm	< 1 mm <sup>2)</sup>	< 2 mm	< 3,5 mm	< 7 mm	
	Nr. 1 + 2 + 3	Nr. 4 + 5	Nr. 6 + 7	Nr. 8	Nr. 1 + 2	Nr. 3 + 4	Nr. 5 + 6	Nr. 7 + 8	1 + 2 + 3 + 4	1 + 2... + 5	1 + 2... + 6	1 + 2... + 7	1 + 2... + 8
IX	20,966	8,706	12,682	57,646	19,200	7,174	8,164	65,462	26,374	29,672	34,538	42,254	100,00
X	19,592	8,710	12,482	59,216	16,716	7,624	7,876	67,784	24,340	28,302	32,216	40,784	100,00
XI	34,144	14,980	13,650	37,228	30,936	13,838	11,664	43,562	44,774	49,124	56,438	62,774	100,00
XII	31,900	16,942	25,014	26,144	28,598	14,068	17,354	39,980	42,666	48,842	60,020	73,856	100,00
XIII	35,826	12,738	14,296	37,140	31,514	12,240	11,732	44,514	43,754	48,564	55,486	62,860	100,00
XIV	28,406	13,138	13,522	44,934	23,306	13,322	11,148	52,224	36,628	41,544	47,774	55,066	100,00
XV	53,796	19,008	9,856	17,340	47,202	18,540	12,852	21,406	65,742	72,804	78,594	82,660	100,00
XVI	55,516	30,462	9,444	4,578	43,180	27,926	19,172	9,722	71,106	85,978	90,278	95,422	100,00

<sup>1)</sup> Aus diesen Werten wurden die oben angegebenen hydraulischen Werte 2—8 entnommen bzw. berechnet. Der Wert 1 (< 0,05 mm G) wurde bei einer Ausflußmenge von 1000 ccm in 808" bestimmt. <sup>2)</sup> Entspricht etwa den „abschlümmbaren Teilen“ bei KÜHN. Vgl. EBERHART a. a. O. S. 182.

## § 29. Chemische Analyse des Gesamtbodens.

Analytiker: Herr Kgl. Akademielehrer Dr. MATR-Weihenstephan.

Bodenprobe Nr. I (Vgl. das Verzeichnis § 25)	Bodenprobe Nr. V
1. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali	
Kieselsäure . . . . .	61,535 . . . . . 90,257
Tonerde <sup>1)</sup> . . . . .	18,017 . . . . . 4,830
Eisenoxyd . . . . .	4,931 . . . . . 1,196
Kalkerde . . . . .	0,919 . . . . . 0,306
Magnesia . . . . .	1,233 . . . . . 0,558
Aufschließung mit Flußsäure	
Kali . . . . .	2,347 . . . . . 1,192
Natron . . . . .	0,833 . . . . . 0,974
2. Einzelbestimmungen	
Schwefelsäure . . . . .	0,176 . . . . . 0,028
Phosphorsäure . . . . .	0,240 . . . . . 0,051
Kohlensäure <sup>2)</sup> . . . . .	0,529 . . . . . —
Humus (nach KNOP) . . . . .	0,101 . . . . . 0,125
Stickstoff (nach KJELDAHL) . . . . .	0,035 . . . . . 0,034
Hygroskop. Wasser bei 105° C. . . . .	5,573 . . . . . 0,390
Glühverlust, ausschließlich Kohlen- säure, hygroskop. Wasser, Humus und Stickstoff . . . . .	3,762 . . . . . 0,757
	100,131 . . . . . 100,498
<sup>1)</sup> Entsprechung wasserhaltigem Ton . . . . .	45,666% . . . . . 12,242
<sup>2)</sup> Entsprechung CaCO <sub>3</sub> . . . . .	1,202% . . . . . —

## § 30. Nährstoffbestimmung.

Analytiker: Herr Kgl. Akademieassistent K. GAGEL-Weihenstephan.

Auszug mit kochender konzentrierter Salzsäure bei einstündiger Einwirkung.

Prozente des Feinbodens

	Nr. der Bodenprobe			
	2	3	7	8
Tonerde (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) . . . . .	0,741	3,102	3,750	1,574
Eisenoxyd (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) . . . . .	2,323	3,506	5,705	2,751
Kalk (CaO) . . . . .	0,120	0,317	0,206	0,050
Magnesia (MgO) . . . . .	0,349	0,871	1,505	0,576
Kali (K <sub>2</sub> O) . . . . .	0,071	0,112	0,194	0,109
Natron (Na <sub>2</sub> O) . . . . .	0,271	0,262	0,253	0,218
Schwefelsäure (SO <sub>3</sub> ) . . . . .	Spuren	0,036	Spuren	0,017
Phosphorsäure (P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) . . . . .	0,119	0,149	0,221	0,027
Einzelbestimmungen				
Kohlensäure . . . . .	Spuren	0,040	0,010	0,040
Humus (nach KNOP) . . . . .	0,160	1,810	0,245	1,102
Stickstoff (N) nach KJELDAHL . . . . .	0,053	0,168	0,056	0,081
Hygroskopisches Wasser . . . . .	0,745	1,940	0,420	1,230
Glühverlust exl. CO <sub>2</sub> , hydr. Wasser, Humus und Stickstoff . . . . .	1,076	2,887	2,454	1,897
In Salzsäure unlösliches . . . . .	94,000	85,400	84,000	91,500
Summa	100,028	100,600	101,019	101,172

Ein Vergleich der Analysen der Böden Nr. 2 und 3 zeigt, wie sehr der Nährstoffgehalt an derselben Stelle mit der Tiefe wechseln kann. Reicher an solchen ist der Boden Nr. 3, bei welchem sich bei der mechanischen Untersuchung ein höherer Gehalt an feinsten Teilen gezeigt hatte.

Die Proben Nr. 7 und 8 sollen den ursprünglichen Nährstoffgehalt in dem noch nicht gedüngten Waldboden veranschaulichen. Auch hier ist diejenige Probe, welche reicher an feinsten Teilen ist, reicher an Nährstoffen. Den augenblicklichen durch die künstliche Düngung beeinflussten Nährstoffgehalt der Ackerkrume von Häusern zu ermitteln, lag nicht im Bereich unserer Aufgabe; Aufschlüsse darüber finden sich in der eingangs erwähnten Arbeit von Herrn Prof. WAGNER.

### **Die Bodenbeschaffenheit in Beziehung zur Schlageinteilung und Bonitierung.**

§ 31. Die Einteilung in acht Schläge ist in Häusern so getroffen worden, daß kein Schlag gleichförmige, vielmehr häufig sogar sehr stark wechselnde Bodenbeschaffenheit aufweist.

Im westlichsten Felde (Schlag VIII in Abteilung AI und BI der Bohrkarte) findet sich der leichteste Boden, der indessen doch auch durch gelegentliche Beimengungen feiner Sande in seinen Eigenschaften verbessert wird. Im östlichen Teile des Schlages bringen die feinen, zum Teil tonigen Sande einen schwereren, lehmigen Boden hervor, der in das östlich angrenzende Feld (Schlag VII zum Teil) übergreift. An der Grenze gegen das Straßbacher Feld finden sich in diesem auch Mischgebilde von Ton mit Sanden und stellenweise im Untergrunde Tone, so daß hier eine geringe Wasserdurchlässigkeit zu erwarten ist.

Im anderen Teile des Schlages VII (Bohrungen Nr. A II 105—111, 115, 116) finden wir Sand, der nur stellenweise schwach lehmig wird und an einigen Punkten im tieferen Untergrunde durch Ton einen schwerdurchlässigen Abschluß erhält.

Das südlich davon gelegene Feld (Schlag Vb mit den Bohrungen AI 28, 29 und A II 124—130) enthält im Norden leichter durchlässigen, im Süden schwereren Boden mit schwer durchlässigem Untergrunde.

Verhältnismässig einheitlich ist der von hier nach Osten bis zum Hofe sich erstreckende Schlag Nr. VI (Bohrungen A II 135—158) mit nicht zu leichtem Sandboden.

Diesem Schlage ähnlich ist zunächst noch das nördlich anstoßende Feld (Schlag II, Bohrungen A II 76—104), das dann nach Norden zu in größerer Höhe durch Auflagerung toniger Feinsande einen mehr lehmigen Boden erhält.

Sehr wechselnd ist der östlich anstoßende Schlag I (Bohrungen A II, Nr. 167 bis 181, A III 2—10). Der östlich vom Hofe, nördlich und südlich des Wäldchens gelegene Schlag III zeichnet sich durch weite Verbreitung schwer durchlässigen Untergrundes aus. Ähnlich ist der Schlag Vc (B III 5—21, B II 86—88), der zum Teil auf die humushaltigen Böden des Alluviums übergreift. Der Schlag Va (B II 39—48, A II 159) ist sehr wechselnd beschaffen, ebenso das südlichste Feld (Schlag IV, Bohrungen B II 103—119, 122—130, 137—163 etc.).

In diesem gegen Großinzemoos zu gelegenen Schlage ist interessant, wie eine geologische Grenze (zwischen Ton und Sand) ein Stück lang ungefähr mit der Höhenkurve (unterhalb 495 m) verläuft, um dann plötzlich bergaufwärts umzubiegen.

Die Wiesen liegen im allgemeinen im Bereiche des Alluviums und greifen nur wenig über dieses hinaus.

§ 32. Vergleichen wir die geologische Karte des Gutes Häusern mit der alten Bonitierungskarte, so ergeben sich unverkennbare Beziehungen. Der Vergleich wird

allerdings dadurch erschwert, daß die Grenzen der Wertklassen nach den damaligen Parzellen des Steuerblattes und nicht nach den natürlichen Verhältnissen gezogen wurden.

Unter den Ackerflächen hat das westlichste Stück, das auf der geologischen Karte durch Beisetzen von Kies-Signaturen als der leichteste Boden gekennzeichnet wurde, die niedrigste Wertklasse (Nr. 8) erhalten. Die Nummer 9 erhielten im allgemeinen die gewöhnlichen Tertiärsandböden, sowie ein tiefer gelegenes Stück schwereren Bodens mit Tonuntergrund.

Die Nr. 10 finden wir in solchen Parzellen, die zum Teil auch aus Tertiärsandböden, zum Teil aus besseren Böden bestehen, ferner bei einem höher gelegenen Stück schwereren Bodens mit Tonuntergrund. In Klasse 11 kamen die letzteren Böden bei größerer Höhenlage, sowie die Feinsandböden.

Die Nummern 12 und 13 haben Ackerböden in unmittelbarer Nähe des Hofes erhalten, welche ihrer geologischen Beschaffenheit nach sich nicht vor den anderen hervortun.

## VI. Technische Nutzbarkeit der Bodenarten.

§ 33. Die technische Nutzbarkeit der Bodenarten von Häusern ist nur gering und eine Ausbeutung wird sich voraussichtlich außer für ganz lokalen Bedarf nicht lohnen.

Der Ton, wie er z. B. an der Straße nach Großinzemoos erbohrt wurde, entspricht in seinem Aussehen ganz demjenigen, der in einer Grube neben dem Bahnhofe Röhrmoos zu Ziegeleizwecken gewonnen wird. Eine Gewinnung des Torfes als Brennmaterial dürfte nicht lohnen; vielmehr wird es vorzuziehen sein, die Torfflächen als Wiesen zu benutzen.

Was die mergelähnlichen Bildungen betrifft, so sind diejenigen Böden, bei denen sich der Gehalt an Karbonaten durch anhaltendes Brausen mit Salzsäure verrät, auf der Karte dargestellt worden. Eine besonders kalkreich aussehende Probe ergab einen Gehalt an  $\text{CO}_2$  von 20,18 % (vgl. § 23), was 45,78 %  $\text{CaCO}_3$  entsprechen würde, in Wirklichkeit ist aber ein erheblicher Teil der Kohlensäure an  $\text{MgO}$  gebunden. Da aber ein solcher Reichtum an Karbonaten sich nur in unregelmäßiger Verteilung in den Tonen und Mergelfeinsanden vorfindet, außerdem zum Teil in harten Knollen vereinigt ist, so dürfte die Verwendbarkeit des Materiales zu Meliorationszwecken nur eine beschränkte sein.

In einem nicht mehr zum Gute Häusern gehörigen, nordwestlich vom Hofe gelegenen Walde wurde bis zum Jahre 1908 ein ziemlich reiner Quarzsand gewonnen und mittels Feldbahn weiter transportiert.

Der Kies, der mit Sandbänken wechsellagert, wird in einer Grube in dem zu Häusern gelegenen Walde ausgebeutet und zur Wegebeschotterung verwendet. Wegen der Kleinheit seines Kornes und den Sandbeimengungen wird er aber voraussichtlich keine ausgedehntere Verwertung finden.

## VII. Die Methoden der Aufnahme im Felde und die Darstellungsweise auf der Karte.

§ 34. Die geologische Spezialkarte ist in erster Linie auf Grund der Bohrungen entworfen worden. Diese wurden in folgender Weise ausgeführt. Es wurde zunächst als Bohrer eine Stahlstange von 1 m Länge verwendet, welche an ihrem unteren

Ende eine Hohlkehle von  $\frac{1}{3}$  m Länge trägt. Dieser Bohrer wird durch Aufschlagen mit einem Holzhammer von einem Arbeiter zunächst  $\frac{1}{3}$  m tief in den Boden eingetrieben, herumgedreht und herausgezogen, wodurch man eine Probe von der obersten 0,33 m mächtigen Bodenschicht erhält. Diese wird untersucht, notiert und aus der Hohlkehle entfernt, worauf in derselben Weise durch den zweiten „Stich“ die Bodenschicht von 0,34—0,66 m Tiefe festgestellt wird, sodann die von 0,67 bis 1 m Tiefe. Dann wird in dasselbe Loch eine 2 m lange Bohrstange gesteckt, welche ebenfalls eine  $\frac{1}{3}$  m lange Hohlkehle an ihrem unteren Ende trägt, und so wiederum mit drei „Stichen“ der Boden von 1—2 m Tiefe untersucht. In einzelnen Fällen, bei denen schon in der Nähe andere Bohrlöcher von 2 m Tiefe ausgeführt waren, wurde davon Abstand genommen, die Bohrung bis zu dieser Tiefe niederzubringen, wenn schon vorher genügende Klarheit erlangt war; denn die tieferen Stiche erfordern naturgemäß einen erheblich größeren Zeitaufwand als die seichteren.

Die so übereinander beobachteten Bodenarten, deren Mächtigkeit in Dezimetern angegeben ist, wurden vermittelst festgesetzter Abkürzungen notiert und in ein Verzeichnis eingetragen, während die Lage des Bohrloches auf der „Bohrkarte“ durch einen kleinen Kreis mit einer Nummer festgelegt wurde.

Aus diesen Bohrungen, sowie allen Anhaltspunkten, welche sich aus der Betrachtung des Bodens, des Geländes u. s. w. gewinnen ließen, ist nun die geologische Spezialkarte entworfen worden.

Zur genaueren Bestimmung der Bodenarten für den bodenkundlichen Teil der Arbeit wurden noch 16 Proben mit dem Spaten entnommen, die später im Laboratorium zur Untersuchung gelangten.

Eine solche geologische Spezialkarte soll nicht nur die verschiedene Beschaffenheit der Gesteine, ob Sand, Kies, Ton u. s. w. zum Ausdruck bringen, sondern auch deren geologische Stellung. Letzteres hat keineswegs etwa bloß rein wissenschaftliches Interesse, sondern auch eine erhebliche praktische Bedeutung. Zum Beispiel verhält sich ein Ackerboden auf einem Sande tertiären Alters anders als auf solchem diluvialen, da die Sande dieser zwei Formationen verschiedene Eigenschaften zu haben pflegen.

§ 35. Um nun bei der Darstellung der Beobachtungen auf der Karte diesen verschiedenen Anforderungen gerecht zu werden, hat sich das von der Preußischen Geologischen Landesanstalt eingeführte und in unserem Kärtchen wiederum zu Grunde gelegte Prinzip als überaus praktisch erwiesen, da es sich an die verschiedenartigsten Verhältnisse anpassen läßt. Es werden nämlich die wichtigsten Bodenarten wie Sand, Ton u. s. w. ein für allemal durch bestimmte Zeichen wiedergegeben, während die Verschiedenheit des geologischen Alters und sonstige Eigentümlichkeiten durch die Wahl der Farben zum Ausdrucke gebracht werden. Die wichtigsten Zeichen sind:

Punkte für Sand.

Ganz feine dichtgedrängte Punkte für Feinsand.

Ringe für Kies.

Senkrechte Schraffen für Ton.

Schräge Schraffen für sandigen Lehm und sonstige plastische Mischgebilde von Ton mit feinem und grobem Sand.

Kurze wagerechte Striche für Flachmoorbildungen, und zwar einfache für Moorerde, doppelt übereinandergesetzte für Torf.

Blaue Zeichen werden zum Ausdrucke eines erheblichen Gehaltes an kohlensaurem Kalke in der betreffenden Bildung benutzt.

Diese Zeichen haben nun den großen Vorzug, daß man damit auch die Übereinanderfolge verschiedener Gesteine darstellen kann. In unserem Aufnahmegebiet z. B. kommen Sandflächen vor, die in etwa  $\frac{1}{2}$ —2 m Tiefe von schwerdurchlässigem Tone unterlagert werden. Das ist für den Pflanzenwuchs wichtig und muß zur Darstellung gebracht werden. Zu diesem Zwecke wird die Fläche zunächst mit den Punkten besetzt, die Sand bedeuten. Ferner werden noch die senkrechten Schraffen für Ton eingezeichnet, aber in viel weiterem Abstände als bei denjenigen Flächen, wo der Ton dichter an die Oberfläche tritt. Die in weiterem Abstände eingestreuten Zeichen bedeuten also, daß die betreffende Bildung sich im Untergrunde der anderen befindet, deren Zeichen im normalen Abstände stehen. Auf diese Weise werden die Karten trotz der großen Mannigfaltigkeit der darzustellenden Verhältnisse doch für jeden, der sich einmal in das Prinzip der Darstellung hineingedacht hat, sehr leicht verständlich. Um unsere Karte auch für Laien leichter lesbar zu machen, wurde der große Maßstab von 1 : 5000 für den Druck beibehalten und die Bohrkarte auf ein besonderes Blatt gedruckt. Trotzdem ist es nicht möglich, im Maßstabe der Karte alle Einzelheiten zur Darstellung zu bringen. Daher müssen öfters kleine Nester einer Bodenart zwischen einer anderen fortgelassen werden, z. B. findet man in den mit der Signatur für Ton dargestellten Flächen nicht selten kleine Nester von Feinsand.

Die gelbe Grundfarbe zur Bezeichnung des geologischen Alters als Miocän wurde im Einklange mit der Internationalen Geologischen Karte von Europa gewählt.

§ 36. Die kleinen Bodenprofile, die der Karte beigegeben sind, zeigen die graphische Darstellung einzelner Bohrungen. Man ersieht daraus, wie in den auf der Karte durch bestimmte Zeichen wiedergegebenen Flächen die einzelnen Bildungen übereinander folgen. Dadurch erhält man ein anschauliches Bild von dem Zusammenhange der Bohrkarte mit der geologischen Spezialkarte.

Das lange Profil am unteren Kartenrande soll den geologischen Aufbau und die Bedeutung, die die Bohrungen für dessen Erkennung haben, an einem Einzelbeispiele vor Augen führen. Zu diesem Zwecke wurden die einzelnen, in einer (nur schwach gebogenen) Linie liegenden Bohrungen eingetragen. Um die Länge des Profiles nicht gar zu groß werden zu lassen, haben wir eine starke Überhöhung vorgenommen, so daß alle Neigungswinkel viel zu steil erscheinen. Damit man sich aber auch ein Bild davon machen kann, wie diese in Wirklichkeit sind, wurde unter dem Profile noch einmal dessen Oberflächenlinie mit natürlichen Höhenverhältnissen eingetragen.

Die Eintragung des Grundwasserstandes in diesem Profile beruht darauf, daß bei der Bohrung in der Sand- und Kiesgrube zuunterst wasserführender Kies angetroffen wurde, ferner auf den Angaben über den Wasserstand im Brunnen von Häusern und auf der Beobachtung des Wasseraustrittes in der Talsohle.

---

§ 37. Verzeichnis der 564 Handbohrungen.<sup>1)</sup>Abteilung **AI** der Bohrkarte.

1. $\frac{\text{LS } 5}{\text{S } 6}$	11. $\frac{\text{S } 20}{\text{S } 11}$	26. $\frac{\text{LS } 6}{\text{S } 3}$	34. $\frac{\text{LS } 3}{\text{L } 3}$	46. $\frac{\text{LS } 3}{\text{SL } 3}$	57. $\frac{\text{LS } 3}{\text{S } 17}$
$\frac{\text{SG } 2}{\text{ET } 0,5}$	$\frac{\text{ST } \textcircled{\text{S}} \text{ 6}}{\text{GS } 3}$	$\frac{\text{SG } 5}{\text{GS } 2}$	$\frac{\text{S } 7}{\text{GS } 3}$	$\frac{\text{ES } 7}{\text{S } 7}$	58. $\frac{\text{LS } 3}{\text{(T) } \textcircled{\text{S}} \text{ 7}}$
$\frac{\text{SG } 2,5}{\text{S } 4}$	13. $\frac{\text{LS } 2}{\text{S } 8}$	$\text{G } 4$	$\text{SG } 4$	47. $\frac{\text{S } 6}{\text{(S) } \textcircled{\text{S}} \text{ 8}}$	59. $\frac{\text{LS } 3}{\text{T} \textcircled{\text{S}} \text{ 7}}$
2. $\text{S } 10$	14. $\frac{\text{LS } 5}{\text{S } 10}$	27. $\frac{\text{LS } 7}{\text{LS } 4}$	35. $\frac{\text{LS } 5}{\text{S } 13}$	$\frac{\text{TS } 6}{\text{GS } 20}$	60. $\frac{\text{GL } 4}{\text{LS } 7}$
3. $\frac{\text{LS } 3}{\text{S } 4}$	15. $\text{S } 20$	$\frac{\text{GS } 5}{\text{SG } 4}$	$\text{SG } 2$	48. $\text{GS } 20$	$\frac{\text{S } \textcircled{\text{S}} \text{ 3}}{\text{ET } 6}$
$\frac{\text{GS } 10}{\text{S } 3}$	16. $\text{S } 20$	28. $\frac{\text{LS } 2}{\text{S } 4}$	36. $\text{S } 10$	49. $\frac{\text{LS } 3}{\text{S } 7}$	61. $\frac{\text{LS } 3}{\text{SL } 2}$
4. $\frac{\text{LS } 3}{\text{S } 17}$	17. $\text{S } 20$	$\text{SG } 4$	37. $\frac{\text{LS } 4}{\text{ES } 3}$	$\frac{\text{GS } 10}{\text{S } 16}$	$\frac{\text{S } 15}{\text{SL } 11}$
5. $\text{S } 20$	18. $\text{S } 20$	29. $\frac{\text{LS } 2}{\text{S } 8}$	38. $\frac{\text{LS } 3}{\text{S } 7}$	50. $\frac{\text{LS } 4}{\text{S } 16}$	62. $\frac{\text{SL } 11}{\text{S } \textcircled{\text{S}} \text{ 6}}$
6. $\frac{\text{LGS } 3}{\text{SL } 3}$	19. $\frac{\text{ES } 12}{\text{S } 8}$	30. $\frac{\text{GLS } 3}{\text{SG } 3}$	39. $\frac{\text{LS } 4}{\text{S } 16}$	51. $\frac{\text{LS } 6}{\text{L } 4}$	$\frac{\text{TG } 2}{\text{LS } 4}$
$\frac{\text{S } 10}{\text{GS } 4}$	20. $\frac{\text{LS } 4}{\text{S } 8}$	$\frac{\text{S } 1}{\text{ET } 13}$	40. $\frac{\text{LS } 3}{\text{S } 7}$	52. $\frac{\text{L } 3}{\text{T} \textcircled{\text{S}} \text{ 10}}$	63. $\frac{\text{LS } 4}{\text{S } 6}$
7. $\frac{\text{GS } 10}{\text{SG } 3}$	21. $\text{S } 20$	31. $\frac{\text{LS } 3}{\text{SL } 3}$	41. $\frac{\text{LS } 3}{\text{(T) } \textcircled{\text{S}} \text{ 17}}$	$\frac{\text{GS } 7}{\text{ET } 14}$	$\frac{\text{S } 6}{\text{GS } 3}$
8. $\frac{\text{LS } 5}{\text{GS } 5}$	22. $\text{S } 20$	$\frac{\text{ET } 14}{\text{LS } 4}$	42. $\frac{\text{EL } 3}{\text{T} \textcircled{\text{S}} \text{ 17}}$	53. $\frac{\text{L } 3}{\text{ET } 14}$	64. $\frac{\text{SL } 14}{\text{S } 6}$
$\frac{\text{SG } 6}{\text{ET } 0,2}$	23. $\frac{\text{S } 8}{\text{ET } 11}$	32. $\frac{\text{LS } 4}{\text{LS } 3}$	43. $\frac{\text{LS } 3}{\text{S } 7}$	$\frac{\text{ES } 3}{\text{LS } 2}$	65. $\frac{\text{LS } 3}{\text{SL } 7}$
$\frac{\text{SG } 4}{\text{S } 13}$	24. $\frac{\text{S } 8}{\text{S } 6}$	$\frac{\text{GS } 11}{\text{ES } 2}$	44. $\frac{\text{LS } 2}{\text{(T) } \textcircled{\text{S}} \text{ 18}}$	$\frac{\text{S } 18}{\text{LS } 2}$	$\frac{\text{LGS } 5}{\text{S } 5}$
9. $\frac{\text{SG } 4}{\text{S } 20}$	25. $\frac{\text{LS } 3}{\text{S } 14}$	33. $\frac{\text{GLS } 3}{\text{LS } 3}$	45. $\text{S } 20$	55. $\frac{\text{LS } 2}{\text{S } 18}$	66. $\frac{\text{LS } 5}{\text{EL } 11}$
	$\frac{\text{GS } 3}{\text{S } 14}$	$\text{S } 14$		56. $\frac{\text{LS } 3}{\text{S } 7}$	$\frac{\text{G(T) } 4}{\text{S } 7}$

<sup>1)</sup> Erklärungen der Abkürzungen siehe auf der Bohrkarte und in § 25 sowie 18—23. Durch ein Häkchen über einem Zeichen wird ein schwacher, durch einen Strich ein besonders starker Anteil der betreffenden Komponente ausgedrückt. Die geraden Striche trennen die verschiedenen übereinander erbohrten Bildungen. Die Zahlen bedeuten Dezimeter. Eine geschlängelte Linie besagt, daß die darüber stehenden Bildungen in einer Grube beobachtet, die darunter stehenden erbohrt wurden. Einklammerung eines Zeichens bedeutet eine nur stellenweise Beimengung der betreffenden Komponente. Steht das eingeklammerte Zeichen hinten, so bedeutet dies eine gelegentliche Einlagerung, z. B. bedeutet T(⊗) einen Ton mit (meist streifenförmigen) Einlagerungen von Feinsand von wenigen Zentimetern Dicke.

67. $\frac{LS 2}{S 8}$	13. $\frac{LS 3}{T\textcircled{E} 7}$	28. $\frac{ES 4}{T\textcircled{E} 11}$	43. $\frac{S 10}{S 10}$	63. $\frac{S 17}{E\textcircled{T} 3}$	78. $\frac{LS 5}{S 2}$
68. $\frac{LS 2}{S 18}$	$\frac{E 10}{14. \frac{LS 3}{T\textcircled{E} 6}}$	29. $\frac{LE 3}{E\textcircled{T} 7}$	44. $\frac{S 10}{S 6}$	64. $\frac{LS 3}{ES 10}$	$\frac{LS 3}{LS 3}$
69. $\frac{LS 4}{S 6}$	$\frac{E 11}{15. \frac{EL 2}{ET 5}}$	$\frac{(T)\textcircled{E} 6}{K\textcircled{E}T 1}$	$\frac{T\textcircled{E} 3}{E 3}$	$\frac{E\textcircled{T} 3}{E 4}$	$\frac{S 9}{79. \frac{LS 3}{S 17}}$
$\frac{S(T) 3}{S 7}$	$\frac{E 13}{16. \frac{EL 3}{ET 4}}$	$\frac{ET 3}{30. \frac{LE 2}{ET 8}}$	$\frac{S 8}{46. S 20}$	65. $\frac{ES 3}{E\textcircled{E} 8}$	80. $\frac{LS 6}{LS 4}$
<b>A II</b>	$\frac{E 13}{16. \frac{EL 3}{ET 4}}$	$\frac{(T)\textcircled{E} 9}{31. \frac{LS 3}{(T)\textcircled{E} 14}}$	47. $\frac{ES 20}{ES 20}$	66. $\frac{S 9}{E 5}$	$\frac{S 10}{81. \frac{LS 7}{S 13}}$
1. $\frac{LS 5}{SL 6}$	$\frac{E\textcircled{T}(S) 8}{S 5}$	32. $\frac{LS 4}{S 6}$	48. $\frac{ES 20}{S 20}$	$\frac{E\textcircled{T} 2}{67. \frac{L 2}{E\textcircled{T} 4}}$	82. $\frac{S 20}{S 20}$
$\frac{GS 5}{SG 4}$	17. $\frac{LS 2}{L 2}$	33. $\frac{S 20}{S 20}$	49. $\frac{S 20}{S 20}$	$\frac{E 8}{68. \frac{LS 4}{T\textcircled{E} 2}}$	83. $\frac{LS 2}{ES 18}$
2. $\frac{GS 10}{SG 3}$	$\frac{E\textcircled{T}(S) 6}{ES 4}$	34. $\frac{S 20}{S 20}$	50. $\frac{S 20}{S 20}$	$\frac{ES 6}{69. \frac{LS 4}{T\textcircled{E} 2}}$	84. $\frac{LS 3}{E\textcircled{T} 7}$
3. $\frac{S+G 60}{SG 13}$	$\frac{ES 4}{18. \frac{LS 3}{LE 9}}$	35. $\frac{SL 4}{LS 3}$	51. $\frac{LS 2}{S 15}$	$\frac{ES 8}{S 6}$	$\frac{E 10}{85. S 20}$
$\frac{WSG 7}{4. \frac{LS 9}{S 3}}$	$\frac{LS 2}{WS 6}$	$\frac{S 13}{36. \frac{EL 4}{ET 5}}$	52. $\frac{S 17}{GS 3}$	68. $\frac{ES 8}{S 6}$	86. $\frac{LS 3}{S 17}$
$\frac{SG 1}{S 4}$	19. $\frac{S 10}{S 10}$	$\frac{S\textcircled{T}(E) 5}{S 6}$	53. $\frac{LS 14}{GS 6}$	69. $\frac{(E)S 20}{S 10}$	87. $\frac{LS 4}{E\textcircled{T} 6}$
$\frac{SG 3}{S 5}$	20. $\frac{S 19}{T\textcircled{E} 1}$	37. $\frac{LS 9}{EL 4}$	54. $\frac{LS 6}{SL 4}$	$\frac{(T)\textcircled{E} 10}{71. \frac{S 10}{(T)\textcircled{E} 10}}$	$\frac{E 10}{88. \frac{LS 3}{ET 5}}$
$\frac{SG(T) 5}{SG 5}$	21. $\frac{LS 6}{T\textcircled{E} 4}$	$\frac{S\textcircled{T}(E) 7}{38. \frac{LS 3}{SL 4}}$	$\frac{S 10}{S 10}$	72. $\frac{S 7}{E\textcircled{T} 4}$	$\frac{E 12}{89. \frac{LE 3}{E\textcircled{T} 2}}$
5. $\frac{S 20}{S 20}$	$\frac{T\textcircled{E} 6}{S 4}$	39. $\frac{EL 2}{E\textcircled{T} 6}$	55. $\frac{LS 10}{S 10}$	$\frac{S\textcircled{E} 9}{73. \frac{S 9}{E 3}}$	$\frac{E 15}{90. \frac{LS 6}{S 14}}$
6. $\frac{S 20}{LS 3}$	22. $\frac{LS 3}{SL 6}$	$\frac{S 5}{40. \frac{EL 4}{GS 4}}$	56. $\frac{LS 8}{S 12}$	$\frac{E\textcircled{T} 5}{74. \frac{EL 3}{E 7}}$	91. $\frac{LS 3}{EL 3}$
$\frac{S 9}{(E)S 8}$	$\frac{S 11}{23. \frac{LS 7}{S 13}}$	$\frac{E\textcircled{T} 4}{S 5}$	57. $\frac{EL 4}{E 16}$	$\frac{E\textcircled{T} 9}{75. \frac{EL 7}{E\textcircled{T} 10}}$	$\frac{E 4}{92. \frac{LS 4}{LE 6}}$
8. $\frac{LS 11}{S 9}$	24. $\frac{LS 6}{S 14}$	40. $\frac{LS 5}{S 15}$	58. $\frac{EL 5}{ET 5}$	$\frac{ES 3}{76. \frac{LS 3}{SL 3}}$	$\frac{ES 3}{S 7}$
9. $\frac{LS 6}{S 14}$	25. $\frac{LS 4}{S 16}$	41. $\frac{LS 4}{S 16}$	$\frac{E\textcircled{T} 7}{E 3}$	$\frac{ES 3}{77. \frac{LS 9}{S 11}}$	93. $\frac{S 20}{S 15}$
10. $\frac{LS 3}{S 17}$	26. $\frac{ES 5}{S 5}$	42. $\frac{LS 8}{SL 6}$	59. $\frac{LS 4}{L 3}$	94. $\frac{LS 5}{S 15}$	
11. $\frac{LS 3}{S 17}$	27. $\frac{LE 3}{T\textcircled{E} 3}$	$\frac{GS 3}{SG 3}$	$\frac{E\textcircled{T} 3}{T\textcircled{E} 10}$		
12. $\frac{LE 4}{T\textcircled{E} 10}$	$\frac{E 6}{S 14}$		$\frac{S 3}{LS 2}$		
$\frac{E 6}{S 14}$			$\frac{S 9}{S 9}$		
			60. $\frac{LS 8}{GS 6}$		
			$\frac{ET 8}{61. \frac{GS 20}{S 20}}$		
			62. $\frac{S 20}{S 20}$		

95. $\frac{LS\ 4}{S\ 16}$	114. $\frac{\check{L}S\ 4}{\check{S}L\ 8}$	132. $\frac{\check{L}S\ 4}{S\ 16}$	152. $\frac{LS\ 4}{S\ 14}$	168. $\frac{S\ 20}{S\ 14}$	184. $\frac{S\ 10}{\check{E}T\ 9}$
96. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 17}$	$\check{S}\check{E}T\ 8$	133. $\frac{\check{L}S\ 4}{S\ 16}$	$\frac{GS\ 2}{S\ 15}$	169. $\frac{\check{L}S\ 4}{S\ 3}$	$\frac{K\check{E}T\ 1}{L\ 3}$
97. $\frac{LS\ 5}{S\ 15}$	115. $\frac{S\ 13}{SG\ 7}$	134. $\frac{\check{L}S\ 5}{S\ 15}$	153. $\frac{LS\ 3}{GS\ 2}$	$\frac{LS\ 2}{S\ 11}$	185. $\frac{\check{L}S\ 3}{\check{E}T\ 6}$
98. $\frac{L\check{S}S\ 6}{S\ 14}$	116. $\frac{S\ 15}{\check{E}T\ 5}$	135. $\frac{LS\ 5}{GS\ 10}$	154. $\frac{LS\ 3}{S\ 13}$	170. $\frac{LS\ 8}{S\ 8}$	$\frac{K\check{E}2}{\check{E}L\ 3}$
99. $\frac{\check{L}S\ 13}{\check{G}S\ 7}$	117. $\frac{\check{L}S\ 6}{S\ 14}$	$\frac{SG\ 5}{S\ 7}$	$\frac{\check{E}T\ 1}{\check{S}T\check{E}\ 3}$	$\frac{\check{E}S\ 4}{LS\ 5}$	186. $\frac{\check{L}S\ 3}{\check{E}L\ 3}$
100. $\frac{\check{L}S\ 7}{S\ 13}$	118. $\frac{S\ 10}{S\ 12}$	136. $\frac{LS\ 3}{S\ 7}$	155. $\frac{S\ 15}{\check{G}S\ 5}$	171. $\frac{S\ 5}{\check{E}S\ 10}$	$\frac{T\check{E}\ 4}{\check{E}S\ 5}$
101. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 17}$	119. $\frac{S\ 12}{\check{E}T\ 8}$	137. $\frac{LS\ 3}{S\ 17}$	156. $\frac{S\ 15}{\check{E}T\ 5}$	172. $\frac{L\ 2}{\check{E}T\ 10}$	187. $\frac{\check{E}L\ 4}{\check{E}S\ 8}$
102. $\frac{S\ 10}{S\ 17}$	120. $\frac{S\ 19}{\check{E}T\ 1}$	138. $\frac{LS\ 3}{S\ 7}$	157. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 12}$	$\frac{T\check{E}\ 8}{\check{E}S\ 6}$	188. $\frac{S\ 17}{X}$
103. $\frac{LS\ 4}{S\ 16}$	121. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 10}$	139. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 7}$	$\frac{\check{E}T\ 5}{LS\ 3}$	173. $\frac{\check{E}S\ 6}{\check{E}S\ 9}$	$\frac{GS\ 2}{\check{E}L\ 7}$
104. $\frac{\check{L}S\ 7}{S\ 13}$	122. $\frac{\check{L}\check{G}S\ 6}{\check{G}S\ 5}$	140. $\frac{LS\ 2}{S\ 3}$	158. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 10}$	174. $\frac{LS\ 4}{\check{E}T\ 16}$	189. $\frac{\check{S}L\ 3}{\check{E}L\ 7}$
105. $\frac{L\check{S}\ 5}{S\check{S}\ 5}$	$\frac{\check{S}L\ 1}{\check{L}S\ 4}$	$\frac{\check{E}T\ 10}{\check{S}T\check{E}\ 5}$	$\frac{\check{E}T\ 7}{S\ 8}$	175. $\frac{S\ 5}{\check{E}T\ 9}$	$\frac{S\ 10}{S\ 12}$
$\frac{\check{E}S\ 10}{S\ 20}$	123. $\frac{LS\ 3}{S\ 9}$	141. $\frac{LS\ 3}{S\ 15}$	$\frac{\check{E}S\ 6}{\check{E}T\ 4}$	$\frac{T\check{E}\ 3}{\check{E}S\ 3}$	190. $\frac{\check{L}S\ 8}{S\ 12}$
106. $\frac{S\ 20}{LS\ 3}$	$\frac{\check{E}T\ 8}{LS\ 3}$	142. $\frac{S\ 20}{LS\ 8}$	160. $\frac{\check{L}S\ 2}{S\ 5}$	176. $\frac{S\ 13}{\check{E}S\ 7}$	<b>A III</b>
107. $\frac{LS\ 3}{S\ 17}$	124. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 7}$	143. $\frac{S\ 12}{LS\ 8}$	$\frac{\check{E}T\ 8}{K\check{E}T\ 5}$	177. $\frac{\check{L}S\ 3}{LS\ 3}$	1. $\frac{\check{G}S\ 20}{S\ 20}$
108. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 13}$	125. $\frac{\check{L}S\ 2}{S\ 18}$	144. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 17}$	161. $\frac{\check{L}S\ 4}{\check{E}T\ 10}$	$\frac{S\ 14}{LS\ 4}$	2. $\frac{S\ 20}{LS\ 3}$
$\frac{\check{E}T\ 4}{LS\ 2}$	126. $\frac{LS\ 4}{GS\ 6}$	145. $\frac{S\ 10}{S\ 10}$	$\frac{K\check{E}T\ 6}{S\ 4}$	178. $\frac{LS\ 4}{\check{E}T\ 16}$	3. $\frac{LS\ 3}{T\check{E}\ 7}$
109. $\frac{S\ 12}{\check{E}T\ 6}$	127. $\frac{LS\ 4}{S\ 16}$	146. $\frac{S\ 10}{S\ 10}$	162. $\frac{\check{E}T\ 6}{S\ 4}$	179. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 17}$	4. $\frac{LS\ 3}{S\ 5}$
110. $\frac{S\ 17}{L\check{G}S\ 3}$	128. $\frac{LS\ 5}{S\ 15}$	147. $\frac{S\ 10}{S\ 20}$	163. $\frac{S\ 15}{WS\ 5}$	180. $\frac{\check{E}L\ 4}{\check{E}T\ 16}$	$\frac{\check{E}T\ 8}{T\check{E}\ 4}$
111. $\frac{S\ 13}{\check{G}S\ 7}$	129. $\frac{\check{S}L\ 3}{\check{E}T\ 7}$	148. $\frac{S\ 20}{S\ 20}$	164. $\frac{S\ 20}{LS\ 3}$	181. $\frac{LS\ 3}{S\ 17}$	5. $\frac{LS\ 4}{\check{E}T\ 6}$
112. $\frac{\check{L}S\ 4}{S\ 11}$	130. $\frac{\check{S}L\ 4}{\check{E}T\ 16}$	149. $\frac{S\ 20}{S\ 10}$	165. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 17}$	182. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 9}$	$\frac{\check{E}T\ 7}{S\ 16}$
$\frac{SG\ 4}{\check{E}T\ 1}$	131. $\frac{LS\ 3}{\check{S}L\ 3}$	150. $\frac{GS\ 3}{S\ 7}$	166. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 12}$	$\frac{T\check{E}\ 3}{\check{E}T\ 2}$	6. $\frac{LS\ 3}{S\ 16}$
113. $\frac{LS\ 7}{S\ 10}$	$\check{S}\check{E}T\ 7$	151. $\frac{LS\ 2}{S\ 5}$	$\frac{\check{E}T\ 5}{LS\ 6}$	183. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 13}$	$\frac{\check{E}T\ 1}{S\ 7}$
$\frac{S(T)\ 3}{S\ 6}$	$\frac{S\ 6}{\check{S}T\check{E}\ 4}$	$\frac{SG\ 9}{\check{S}T\check{E}\ 4}$	167. $\frac{LS\ 3}{S\ 11}$	$\frac{\check{E}T\ 4}{S\ 11}$	7. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 7}$
					$\frac{T\check{E}\ 10}{S\ 11}$

8. $\frac{LS\ 4}{\overline{EL\ 3}}$ $\frac{\overline{ET\ 13}}$	23. $\frac{\overline{LS\ 2}}{\overline{ST\ 5}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}(T)\ 3}}{\overline{ET\ 6}}$	35. $\frac{LS\ 3}{\overline{S\ 3}}$ $\frac{\overline{T\ 2}}{\overline{E\ 11}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 1}}$	53. $\frac{\overline{LS\ 5}}{\overline{ES\ 15}}$	65. $\frac{\overline{\check{H}EL\ 3}}{\overline{S\ 5}}$ $\frac{\overline{ET\ 2}}{\overline{KET\ 10}}$	7. $\frac{\overline{SL\ 4}}{\overline{LS\ 4}}$ $\frac{\overline{GS\ 8}}{\overline{ET\ 4}}$
9. $\frac{LS\ 4}{\overline{LS\ 5}}$ $\frac{\overline{ET\ 11}}$	24. $\frac{\overline{SL\ 2}}{\overline{ET\ 18}}$	36. $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{S\ 17}}$	54. $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{ET\ 5}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 12}}$	66. $\frac{\overline{LS\ 4}}{\overline{T\overline{E}\ 3}}$ $\frac{\overline{ET\ 9}}{\overline{(W)ET\ 4}}$	8. $\frac{LS\ 5}{\overline{S\ 11}}$ $\frac{WGS\ 4}{\overline{LS\ 5}}$
10. $\frac{LS\ 3}{\overline{ET\ 14}}$	25. $\frac{\overline{LS\ 2}}{\overline{ET\ 8}}$	37. $\overline{S\ 20}$	55. $\frac{\overline{LS\ 4}}{\overline{ET\ 8}}$ $\frac{\overline{ES\ 3}}{\overline{T\overline{E}\ 4}}$ $\frac{\overline{ET\ 1}}$	67. $\frac{\overline{LS\ 4}}{\overline{ET\ 16}}$	9. $\frac{LS\ 5}{\overline{S\ 15}}$
11. $\frac{LS\ 4}{\overline{T\overline{E}\ 3}}$ $\frac{\overline{ET\ 6}}$	26. $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{T\ 6}}$ $\frac{\overline{ET\ 6}}$	38. $\overline{GS\ 20}$	56. $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{ET\ 7}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 5}}{\overline{ES\ 5}}$	<b>BI</b>	10. $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{S\ 17}}$
12. $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{T\overline{E}\ 11}}$ $\frac{\overline{ET\ 6}}$	27. $\frac{\overline{LS\ 2}}{\overline{ET\ 4}}$ $\frac{\overline{ES\ 10}}{\overline{T\overline{E}\ 3}}$ $\frac{\overline{ET\ 3}}$	40. $\overline{GS\ 20}$	57. $\frac{\overline{LS\ 2}}{\overline{ET\ 15}}$	1. $\frac{\overline{S\ 10}}{\overline{SG\ 10}}$	11. $\frac{\overline{LS\ 2}}{\overline{\overline{E}L\ 2}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 4}}{\overline{ES\ 12}}$
13. $\frac{LS\ 3}{\overline{SL\ 6}}$ $\frac{\overline{\overline{E}T\ 6}}{\overline{ST\ 5}}$	28. $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{\overline{E}T\ 5}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 10}}{\overline{ET\ 2}}$	41. $\overline{GS\ 20}$	58. $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{ET\ 4}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 3}}{\overline{ET\ 10}}$	2. $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{S\ 10}}$ $\frac{\overline{SG\ 7}}$	12. $\frac{\overline{LS\ 10}}{\overline{S\ 4}}$
14. $\frac{LS\ 5}{\overline{ST\ 2}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 7}}{\overline{ET\ 5}}$ $\frac{\overline{ET(K)\ 1}}$	29. $\frac{\overline{LS\ 2}}{\overline{ET\ 4}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 10}}{\overline{ET\ 4}}$	42. $\overline{GS\ 20}$	59. $\frac{\overline{SL\ 3}}{\overline{L\ 4}}$ $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{S\ 6}}$ $\frac{\overline{ET\ 4}}$	3. $\frac{\overline{LS\ 2}}{\overline{S\ 12}}$ $\frac{\overline{SG\ 6}}$	13. $\frac{\overline{SL\ 2}}{\overline{ET\ 6}}$ $\frac{\overline{E\ 4}}{\overline{ES\ 8}}$
15. $\frac{S\ 9}{\overline{ET\ 1}}$	30. $\frac{LS\ 3}{\overline{\overline{E}L\ 3}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 8}}{\overline{ET\ 6}}$	43. $\frac{\overline{GS\ 10}}{\overline{(E)GS\ 6}}$ $\frac{\overline{(E)GS\ 4}}{\overline{S\ 12}}$ $\frac{\overline{ET\ 4}}{\overline{S\ 4}}$	60. $\frac{\overline{SL\ 4}}{\overline{ET\ 3}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 3}}{\overline{\overline{E}T\ 5}}$ $\frac{\overline{ET\ 5}}$	4. $\frac{\overline{LS\ 2}}{\overline{S\ 8}}$ $\frac{\overline{GS\ 10}}$	14. $\frac{\overline{SL\ 6}}{\overline{T\overline{E}\ 5}}$ $\frac{\overline{S\ 9}}$
16. $\frac{S\ 9}{\overline{ET\ 1}}$	31. $\frac{LS\ 3}{\overline{\overline{E}L\ 3}}$ $\frac{\overline{\check{S}T\overline{E}\ 4}}{\overline{E\ 5}}$ $\frac{\overline{ET\ 5}}$	44. $\frac{\overline{S\ 12}}{\overline{ET\ 4}}$ $\frac{\overline{S\ 4}}$	61. $\frac{\overline{L\ 3}}{\overline{T\ 17}}$	<b>BII</b>	15. $\frac{\overline{L\ 4}}{\overline{ET\ 16}}$
17. $\frac{S\ 15}{\overline{KET\ 5}}$	32. $\frac{LS\ 3}{\overline{\overline{E}L\ 3}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 6}}{\overline{ES\ 8}}$	45. $\frac{\overline{S\ 16}}{\overline{ET\ 4}}$	62. $\frac{\overline{SL\ 6}}{\overline{ET\ 2}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}(T)\ 9}}{\overline{WS\ 3}}$	1. $\frac{\overline{GL\ 3}}{\overline{G\ 3}}$ $\frac{\overline{\check{S}ET\ 10}}{\overline{ET\ 4}}$	16. $\frac{\overline{L\ 4}}{\overline{\overline{E}T\ 7}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 9}}$
18. $\frac{LS\ 3}{\overline{ET\ 7}}$	33. $\frac{S\ 6}{\overline{ET\ 13}}$	46. $\frac{\overline{LS\ 7}}{\overline{ET\ 13}}$	63. $\frac{\overline{LS\ 2}}{\overline{ET\ 8}}$ $\frac{\overline{E(T)\ 10}}$	2. $\frac{\overline{LS\ 4}}{\overline{GS\ 5}}$ $\frac{\overline{ET\ 11}}$	17. $\frac{\overline{SL\ 7}}{\overline{ET\ 12}}$ $\frac{\overline{\check{S}ET\ 1}}$
19. $\frac{LS\ 3}{\overline{ET\ 7}}$	34. $\frac{LS\ 4}{\overline{T\overline{E}\ 3}}$ $\frac{\overline{ET\ 3}}{\overline{T\ 9}}$	47. $\overline{S\ 20}$	64. $\frac{\overline{\overline{E}L\ 3}}{\overline{E(S)T\ 11}}$ $\frac{\overline{ET\ 2}}{\overline{KET\ 4}}$	3. $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{SL\ 4}}$ $\frac{\overline{ET\ 11}}$	18. $\frac{\overline{SL\ 4}}{\overline{KET\ 1}}$ $\frac{\overline{KET\ 4}}{\overline{KET(K)\ 6}}$ $\frac{\overline{KET\ 3}}{\overline{T\overline{E}\ 2}}$
20. $\frac{LS\ 4}{\overline{ET\ 16}}$		48. $\frac{\overline{S\ 5}}{\overline{ET\ 2}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 3}}$	50. $\frac{\overline{LS\ 4}}{\overline{LES\ 4}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 8}}{\overline{T\overline{E}\ 4}}$	4. $\frac{\overline{SL\ 7}}{\overline{ET\ 13}}$	19. $\frac{\overline{\overline{E}L\ 3}}{\overline{ET\ 4}}$ $\frac{\overline{KET\ 5}}{\overline{KET(K)\ 3}}$ $\frac{\overline{KET\ 2}}{\overline{ES\ 3}}$
21. $\frac{LS\ 3}{\overline{L\ 3}}$ $\frac{\overline{T\overline{E}\ 12}}{\overline{ET\ 2}}$		49. $\frac{\overline{S\ 9}}{\overline{ET\ 1}}$	51. $\frac{\overline{LS\ 3}}{\overline{LS\ 3}}$ $\frac{\overline{\overline{E}T\ 10}}{\overline{S\ 3}}$ $\frac{\overline{ET\ 1}}$	5. $\frac{\overline{SL\ 4}}{\overline{ET\ 12}}$ $\frac{\overline{(W)ET\ 4}}$	
22. $\frac{LS\ 2}{\overline{L\ 4}}$ $\frac{\overline{E\ 6}}{\overline{E(T)\ 3}}$ $\frac{\overline{ET\ 6}}$		52. $\frac{LS\ 4}{\overline{ET\ 16}}$			

20. $\frac{\bar{S}L 3}{T\bar{S} 6}$ $\frac{K\bar{E}T 11}{}$	34. $\frac{L 3}{E\bar{T} 3}$ $\frac{T\bar{S} 4}{}$	48. $\frac{L 4}{S 3}$ $\frac{T\bar{S} 3}{K\bar{E}T 4}$	60. $\frac{WH 16}{ST 3}$	72. $\frac{H\bar{E}L 4}{E\bar{T} 3}$ $\frac{K\bar{E}T 3}{}$	86. $\frac{\check{H}\bar{E}T 2}{T 7}$ $\frac{KT 1}{}$
21. $\frac{\bar{E}L 6}{E\bar{T} 3}$ $\frac{E\bar{T}K 4}{K\bar{E}T 7}$	35. $\frac{L 4}{S 16}$	49. $\frac{HL 3}{E\bar{T} 7}$	61. $\frac{A 3}{WH 9}$ $\frac{WS 3}{}$	73. $\frac{S(L) 8}{T\bar{S} 3}$ $\frac{E\bar{T} 5}{K\bar{E}T 2}$	87. $\frac{\check{H}\bar{E}L 1}{E\bar{T} 9}$ $\frac{K\bar{E}T 7}{WK\bar{T}\bar{S} 3}$
22. $\frac{\check{H}\bar{E}T 3}{WH 10}$ $\frac{WTS 7}{}$	36. $\frac{HL 2}{S 18}$	50. $\frac{\check{H}L 5}{E\bar{T} 5}$ $\frac{T\bar{S} 6}{K\bar{E}T 4}$	62. $\frac{\bar{H}L 3}{E\bar{T} 3}$ $\frac{K\bar{E}T 4}{}$	74. $\frac{A 3}{H 1}$ $\frac{E\bar{T} 4}{K\bar{E}T 12}$	88. $\frac{\check{H}\bar{E}T 2}{E\bar{T} 10}$ $\frac{K\bar{E}T 3}{}$
23. $\frac{\bar{E}L 6 = A}{H\bar{E}L 4}$ $\frac{K\bar{E}T 9}{WKS 1}$	38. $\frac{LS 3}{E\bar{T} 3}$ $\frac{E\bar{T}(T) 9}{S 5}$	51. $\frac{\bar{H}L 3}{E\bar{T} 3}$ $\frac{K\bar{E}T 4}{T\bar{S} 6}$	63. $\frac{L 2}{H\bar{E}T 3}$ $\frac{H 4}{WS 8}$ $\frac{KWS 3}{}$	75. $\frac{A 3}{H 4}$ $\frac{K\bar{E}T 3}{}$	89. $\frac{A 3}{\check{H}\bar{E}L 3}$ $\frac{E\bar{T} 12}{K\bar{E}T 3}$
24. $\frac{\check{K}ST 3}{K\bar{E}T 7}$	39. $\frac{\bar{S}L 2}{T\bar{S} 4}$ $\frac{S 14}{}$	52. $\frac{SH 2}{TH 2}$ $\frac{H 3}{ST 1}$ $\frac{WS 2}{}$	64. $\frac{\check{H}\bar{E}T 4}{H 3}$ $\frac{E\bar{T} 4}{K\bar{E}T 9}$	76. $\frac{H\bar{E}L 1}{WH 14}$ $\frac{K\bar{E}T 5}{}$	90. $\frac{HL 2}{WH 5}$ $\frac{(W)\bar{E}T 13}{}$
25. $\frac{KL 3}{K\bar{E}T 11}$ $\frac{K\bar{E}T 3}{}$	40. $\frac{\bar{L}S 3}{S 10}$ $\frac{E\bar{T} 3}{K\bar{E}T 4}$	53. $\frac{SH 2}{TH 2}$ $\frac{H 10}{WS 3}$ $\frac{WKS 3}{}$	65. $\frac{\check{H}L 3}{SH 2}$ $\frac{L 2}{WK\bar{E}T 13}$	77. $\frac{H 6}{WTS 2}$ $\frac{WK\bar{T}\bar{S} 12}{}$	91. $\frac{H\bar{E}L 3}{E\bar{T} 2}$ $\frac{K\bar{E}T 15}{}$
26. $\frac{\bar{E}L 5}{T\bar{S} 3}$ $\frac{E\bar{S} 12}{}$	41. $\frac{\bar{E}L 2}{E\bar{T} 3}$ $\frac{K\bar{E}T 5}{}$	54. $\frac{SH 2}{TH 2}$ $\frac{H 3}{WS 3}$	66. $\frac{\check{H}LS 1}{\check{H}L 2}$ $\frac{K\bar{E}T 7}{(W)K\bar{E}T 10}$	78. $\frac{WH 11}{WK\bar{T}\bar{S} 9}$	92. $\frac{H\bar{E}L 1}{K\bar{E}T 5}$ $\frac{KT\bar{S} 14}{}$
27. $\frac{L 2}{T 2}$ $\frac{K\bar{E}T 13}{}$	42. $\frac{\bar{E}L 3}{E\bar{T} 3}$ $\frac{K\bar{E}T 11}{}$	55. $\frac{WH 15}{WS 5}$	67. $\frac{\check{H}\bar{S}L 3}{L 3}$ $\frac{K\bar{E}T 4}{(W)K\bar{E}T 10}$	79. $\frac{SH 2}{E\bar{T} 2}$ $\frac{K\bar{E}T 16}{}$	93. $\frac{H\bar{E}L 1}{E\bar{T} 2}$ $\frac{K\bar{E}T 7}{}$
28. $\frac{\bar{E}L 7 = A}{H\bar{E}T 2}$ $\frac{K\bar{E}T 11}{}$	43. $\frac{\bar{S}L 6}{E\bar{T} 4}$	56. $\frac{WH 16}{WTS 4}$	68. $\frac{\check{H}LS 3}{E\bar{T} 9}$ $\frac{K\bar{E}T 2}{}$	80. $\frac{WH 9}{E\bar{T} 5}$ $\frac{WK\bar{S}\bar{E} 6}{}$	94. $\frac{(\bar{S})H 7}{WH 13}$
29. $\frac{A 3}{\check{H}T 2}$ $\frac{L 3}{S 6}$ $\frac{WS 4}{}$	44. $\frac{LS 3}{S 6}$ $\frac{E\bar{T} 2}{T\bar{S} 4}$ $\frac{KT\bar{S} 5}{}$	57. $\frac{SH 2}{TH 2}$ $\frac{WH 7}{E\bar{T} 5}$ $\frac{W\bar{E} 4}{}$	69. $\frac{\bar{L}S 3}{L 3}$ $\frac{E\bar{T} 11}{(W)K\bar{E}T 3}$	81. $\frac{\bar{H}L\bar{S} 3}{K\bar{E}T 9}$ $\frac{WK\bar{T}\bar{S} 8}{}$	95. $\frac{WH 17}{WTS 3}$
30. $\frac{H 15}{WS 4}$	45. $\frac{LS 6}{E\bar{T} 4}$ $\frac{K\bar{E}T 10}{}$	58. $\frac{STH 3}{K\bar{E}T 7}$	70. $\frac{LS 3}{LS 6}$ $\frac{E\bar{T} 5}{K\bar{E}T 5}$ $\frac{K\bar{E}T 1}{}$	82. $\frac{HL 3}{WK\bar{E} 17}$	96. $\frac{H 17}{WTS 3}$
31. $\frac{SH 2}{H 4}$ $\frac{WS 4}{}$	46. $\frac{\bar{E}L 3}{E\bar{T} 4}$ $\frac{E 13}{}$	59. $\frac{SH 2}{TH 2}$ $\frac{H 5}{K\bar{E}T}$	71. $\frac{\check{H}L 3}{S 3}$ $\frac{E\bar{T} 2}{K\bar{E}T 2}$	83. $\frac{A 1}{HL 3}$ $\frac{LS 1}{WK\bar{T}\bar{S} 15}$	97. $\frac{H\bar{E}T 3}{WH 11}$ $\frac{W\bar{E}H 6}{}$
32. $\frac{\bar{E}L 5}{S 11}$ $\frac{WS 4}{}$	47. $\frac{\bar{E}L 3}{E\bar{T} 3}$ $\frac{T\bar{S} 14}{}$			84. $\frac{\bar{L}S 4}{E\bar{T} 9}$ $\frac{K\bar{E}T 2}{}$	98. $\frac{SHT 3}{T 1}$ $\frac{KT 10}{}$
33. $\frac{\bar{E}SL 4}{S 16}$				85. $\frac{\check{H}L 3}{E\bar{T} 2}$ $\frac{K\bar{E}T 10}{KT\bar{E} 5}$	99. $\frac{L 5}{S 3}$ $\frac{K\bar{E}T 12}{}$
					100. $\frac{L 3}{T 7}$

101. $\frac{TL\ 3}{KT\ 17}$	117. $\frac{S\ 10}{(L)S\ 10}$	130. $\frac{LS\ 7}{\textcircled{E}T\ 3}$	146. $\frac{\overline{SL}\ 7}{\textcircled{E}T\ 13}$	159. $\frac{LS\ 5}{S\ 15}$	173. $\frac{\check{H}\textcircled{E}T\ 3}{S\ 2}$
102. $\frac{T\ 17}{WKT\ 3}$	118. $\frac{LS\ 4}{\overline{LS}\ 4}$	131. $\frac{L\ 11}{\textcircled{E}T\ 9}$	147. $\frac{\check{L}S\ 4}{\overline{SL}\ 10}$	160. $\frac{LS\ 3}{LS\ 7}$	$\frac{\textcircled{E}T\ 11}{WK\textcircled{E}T\ 4}$
103. $\frac{\overline{SL}\ 3}{L\ 2}$	$\frac{S\ 3}{LS\ 9}$	132. $\frac{\overline{SL}\ 3}{L\ 3}$	$\frac{\textcircled{E}T\ 6}{LS\ 3}$	161. $\frac{LS\ 2}{\textcircled{E}L\ 7}$	174. $\frac{HL\ 4}{T\ 5}$
$\frac{\textcircled{E}T\ 10}{(W)T\ 5}$	119. $\frac{LS\ 3}{L\ 7}$	$\frac{TL\ 4}{T\ 10}$	148. $\frac{LS\ 3}{\overline{SL}\ 5}$	$\frac{S\ 11}{L\ 2}$	175. $\frac{HLS\ 2}{\textcircled{E}T\ 4}$
104. $\frac{\overline{SL}\ 8}{\textcircled{E}T\ 6}$	$\frac{\overline{SL}\ 7}{LS\ 3}$	133. $\frac{L\ 8}{\textcircled{E}T\ 5}$	$\frac{T\textcircled{E}\ 3}{LS\ 3}$	162. $\frac{L\ 2}{\textcircled{E}T\ 18}$	$\frac{K\textcircled{E}T\ 4}{WTK\textcircled{E}\ 7}$
105. $\frac{\overline{SL}\ 6}{LS\ 8}$	120. $\frac{L\ 5}{\check{S}\textcircled{E}T\ 5}$	134. $\frac{HL\ 4}{\textcircled{E}T\ 6}$	149. $\frac{\check{L}S\ 3}{S\ 4}$	163. $\frac{L\ 2}{\textcircled{E}T\ 3}$	$\frac{K\textcircled{E}T\ 3}{A\ 8}$
$\frac{L\ 6}{LS\ 4}$	$\frac{S\textcircled{E}(T)\ 3}{(T)\textcircled{E}\ 7}$	135. $\frac{L\ 6}{S\ 6}$	$\frac{\overline{SL}\ 4}{S\ 9}$	$\frac{\textcircled{E}T\ 12}{T\ 1}$	$\frac{WH\ 6}{WS\ 4}$
106. $\frac{LS\ 4}{\overline{SL}\ 6}$	121. $\frac{L\ 2}{\textcircled{E}T\ 8}$	136. $\frac{LS\ 3}{\overline{SL}\ 5}$	150. $\frac{S\ 6}{\overline{SL}\ 1}$	164. $\frac{HL\ 5}{WS\ 10}$	$\frac{WKS\ 3}{K\textcircled{E}T\ 5}$
$\frac{LS\ 8}{L\ 2}$	$\frac{\textcircled{E}(T,S)\ 10}{L\ 2}$	137. $\frac{LS\ 3}{\overline{SL}\ 5}$	$\frac{S\ 13}{LS\ 3}$	165. $\frac{HL\ 5}{WS\ 10}$	177. $\frac{(H)L\ 3}{\textcircled{E}T\ 1}$
107. $\frac{LS\ 8}{WS\ 5}$	122. $\frac{L\ 2}{\textcircled{E}T\ 8}$	$\frac{\textcircled{E}T\ 2}{LS\ 5}$	151. $\frac{LS\ 3}{L\ 4}$	$\frac{K\textcircled{E}T\ 5}{HL\ 3}$	$\frac{\textcircled{E}T\ 1}{S\ 3}$
$\frac{\overline{SL}\ 7}{LS\ 3}$	123. $\frac{\textcircled{E}L\ 2}{\textcircled{E}T\ 4}$	138. $\frac{LS\ 3}{GS\ 6}$	$\frac{\textcircled{E}T\ 13}{LS\ 2}$	166. $\frac{\check{H}LS\ 3}{\textcircled{E}T\ 13}$	$\frac{WS\ 7}{(S)K\textcircled{E}T\ 6}$
108. $\frac{LS\ 3}{L\ 17}$	$\frac{\textcircled{E}\ 10}{\textcircled{E}L\ 2}$	139. $\frac{LS\ 3}{\textcircled{E}L\ 7}$	152. $\frac{LS\ 2}{\textcircled{E}T\ 18}$	167. $\frac{\check{H}\textcircled{E}L\ 3}{\textcircled{E}T\ 13}$	178. $\frac{HL\ 4}{S\ 4}$
109. $\frac{S\ 20}{LS\ 4}$	$\frac{\textcircled{E}\ 3}{\textcircled{E}T\ 8}$	138. $\frac{LS\ 3}{GS\ 6}$	153. $\frac{LS\ 6}{S\ 10}$	$\frac{K\textcircled{E}T\ 1}{HL\ 5}$	$\frac{WS\ 4}{WKS\ 3}$
110. $\frac{LS\ 4}{S\ 4}$	$\frac{K\textcircled{E}T\ 3}{L\ 2}$	139. $\frac{LS\ 3}{\textcircled{E}L\ 7}$	154. $\frac{\textcircled{E}L\ 2}{T\textcircled{E}\ 6}$	168. $\frac{L\ 7}{S\ 2}$	179. $\frac{HL\ 3}{\overline{SL}\ 3}$
$\frac{LS\ 3}{S\ 9}$	124. $\frac{L\ 2}{\textcircled{E}T\ 3}$	$\frac{S\ 7}{\textcircled{E}T\ 3}$	$\frac{\textcircled{E}T\ 12}{L\ 2}$	$\frac{L\ 2}{S\ 9}$	$\frac{S\ 3}{T\ 11}$
111. $\frac{\check{L}S\ 5}{LS\ 5}$	$\frac{\textcircled{E}\ 9}{S\ 6}$	140. $\frac{LS\ 3}{S\ 17}$	155. $\frac{L\ 2}{\textcircled{E}T\ 7}$	169. $\frac{L\ 3}{\textcircled{E}T\ 11}$	180. $\frac{STH\ 3}{WS\ 16}$
$\frac{S\ 10}{LS\ 5}$	125. $\frac{LS\ 1}{\textcircled{E}T\ 5}$	141. $\frac{\overline{SL}\ 10}{\textcircled{E}T\ 3}$	$\frac{\textcircled{E}\ 4}{T\textcircled{E}\ 3}$	$\frac{K\textcircled{E}T\ 3}{L\ 3}$	$\frac{T\textcircled{E}\ 1}{LS\ 3}$
112. $\frac{\check{L}S\ 5}{S\ 5}$	$\frac{S\ 10}{LS\ 1}$	$\frac{S\ 7}{\textcircled{E}L\ 2}$	$\frac{\textcircled{E}T\ 4}{T\textcircled{E}\ 3}$	170. $\frac{\textcircled{E}L\ 9}{WS\ 11}$	$\frac{S\ 4}{LS\ 4}$
$\frac{\overline{SL}\ 4}{S\ 12}$	126. $\frac{LS\ 1}{\overline{SL}\ 8}$	142. $\frac{\textcircled{E}L\ 2}{\textcircled{E}T\ 15}$	$\frac{\textcircled{E}T\ 4}{T\textcircled{E}\ 3}$	$\frac{K\textcircled{E}T\ 6}{L\ 7}$	$\frac{S\ 3}{T\ 11}$
113. $\frac{LS\ 3}{S\ 17}$	$\frac{S\ 11}{LS\ 3}$	$\frac{\textcircled{E}T\ 3}{\textcircled{E}L\ 2}$	156. $\frac{L\ 2}{\textcircled{E}T\ 7}$	168. $\frac{L\ 7}{S\ 2}$	181. $\frac{HL\ 3}{\overline{SL}\ 3}$
114. $\frac{S\ 13}{LS\ 7}$	127. $\frac{LS\ 3}{LS\ 3}$	143. $\frac{\textcircled{E}L\ 2}{\textcircled{E}T\ 13}$	$\frac{T\textcircled{E}\ 8}{S\ 3}$	$\frac{L\ 2}{S\ 9}$	180. $\frac{STH\ 3}{WS\ 16}$
115. $\frac{\check{L}S\ 5}{S\ 15}$	128. $\frac{LS\ 4}{S\ 12}$	144. $\frac{\textcircled{E}L\ 3}{\textcircled{E}\ 7}$	157. $\frac{L\ 2}{\textcircled{E}T\ 4}$	171. $\frac{H\textcircled{E}T\ 4}{WS\ 10}$	$\frac{T\textcircled{E}\ 1}{LS\ 3}$
116. $\frac{S\ 10}{LS\ 7}$	$\frac{GS\ 4}{LS\ 4}$	$\frac{S\ 10}{\textcircled{E}L\ 3}$	$\frac{\overline{SL}\ 12}{S\ 2}$	$\frac{K\textcircled{E}T\ 3}{L\ 3}$	$\frac{S\ 4}{LS\ 4}$
$\frac{S\ 3}{LS\ 7}$	129. $\frac{GS\ 8}{\textcircled{E}T\ 12}$	145. $\frac{\textcircled{E}L\ 3}{T\ 17}$	158. $\frac{LS\ 6}{S\ 14}$	172. $\frac{SH\ 3}{T\textcircled{E}H\ 2}$	$\frac{LS\ 4}{\textcircled{E}T\ 9}$
				$\frac{WS\ 3}{\textcircled{E}T\ 3}$	182. $\frac{S\ 5}{TL\ 4}$
				173. $\frac{WS\ 10}{\textcircled{E}T\ 5}$	$\frac{\textcircled{E}T\ 6}{T\textcircled{E}\ 5}$
					183. $\frac{LS\ 2}{\overline{SL}\ 11}$
					$\frac{\textcircled{E}T\ 2}{T\textcircled{E}\ 7}$

184. $\frac{\bar{S}L 4}{T 6}$	193. $\frac{H 12}{WS 3}$	7. $\frac{\bar{H}SL 3}{\bar{E}T 13}$	17. $\frac{\bar{E}L 7}{\bar{S}ET 10}$	26. $\frac{LS 3}{\bar{H}ET 2}$	35. $\frac{TL 3}{H 3}$
185. $\frac{\bar{S}L 3}{T 7}$	194. $\frac{HL 3}{KS 1}$	$\frac{KET 1}{\bar{K}ET 3}$	$\frac{TS 3}{\bar{E}L 3}$	$\frac{TS 1}{ST 2}$	$\frac{S 9}{WS 2}$
$\frac{\bar{E}T 4}{\bar{W}T\bar{E} 5}$	$\frac{KT 6}{TH 3}$	8. $\frac{L\bar{E} 3}{L 7}$	18. $\frac{\bar{S}ET 7}{\bar{E}T 9}$	$\frac{S 12}{\bar{H}ET 4}$	$\frac{T 3}{STH 1}$
$\frac{KT\bar{E} 1}{LS 3}$	195. $\frac{H 1}{KT 6}$	$\frac{S 9}{WS 1}$	$\frac{KET 1}{\bar{E}L 2}$	27. $\frac{\bar{E}T 3}{\bar{K}ET 13}$	$\frac{HL 1}{\bar{S}L 2}$
186. $\frac{\bar{S}L 3}{T 11}$	196. $\frac{L\bar{S} 12}{S 8}$	9. $\frac{L\bar{E} 3}{L 6}$	19. $\frac{\bar{E}T 18}{\bar{E}L 6}$	28. $\frac{\bar{H}TS 2}{\bar{H}ET 4}$	$\frac{WS 3}{T 3}$
187. $\frac{L 4}{S 3}$		$\frac{TL 2}{WS 9}$	20. $\frac{\bar{E}T 14}{L 3}$	$\frac{(W)\bar{S}ET 8}{\bar{K}ET 6}$	$\frac{KT 10}{A 1}$
$\frac{T 6}{KT 1}$	<b>B III</b>	10. $\frac{L 13}{\bar{E}T 7}$	21. $\frac{\bar{E}T 17}{L 2}$	29. $\frac{\bar{H}ET 2}{\bar{E}T 9}$	$\frac{H 8}{KT\bar{E} 4}$
188. $\frac{L 4}{\bar{E}T 5}$	1. $\frac{L 3}{T 10}$	11. $\frac{L 13}{\bar{E}L 2}$	22. $\frac{\bar{E}T 12}{L 2}$	30. $\frac{\bar{H}ET 3}{S 1}$	38. $\frac{HLS 3}{HL 3}$
$\frac{\bar{E}T 1}{L 3}$	2. $\frac{L 2}{\bar{E}T 8}$	$\frac{TS 4}{\bar{E}T 1}$	23. $\frac{\bar{S}L 3}{\bar{S}ET 4}$	$\frac{\bar{E}T 6}{\bar{K}ET 10}$	$\frac{WKET 14}{HET 2}$
189. $\frac{\bar{E}T 9}{T 5}$	3. $\frac{\bar{E}T 10}{\bar{K}ET 10}$	12. $\frac{L 12}{\bar{E}T 8}$	$\frac{\bar{E}T 6}{KT\bar{E}S 2}$	31. $\frac{\bar{H}EL 4}{\bar{E}T 11}$	$\frac{KT 2}{WKTE 6}$
$\frac{KT 1}{L 3}$	4. $\frac{\bar{H}L 1}{L 3}$	13. $\frac{\bar{E}L 3}{\bar{E}T 7}$	$\frac{KS 5}{\bar{H}L 3}$	$\frac{KET 2}{KT\bar{E} 3}$	39. $\frac{\bar{E}T 10}{\bar{K}ET 2}$
190. $\frac{T 3}{KT 4}$	$\frac{WS(T) 11}{A 1}$	14. $\frac{\bar{E}L 3}{\bar{E}T 6}$	24. $\frac{\bar{E}T 6}{\bar{K}ET 2}$	32. $\frac{\bar{H}ET 2}{\bar{E}T 13}$	40. $\frac{L 3}{\bar{E}T 3}$
191. $\frac{HL 2}{TL 2}$	5. $\frac{H 5}{\bar{H}ET 4}$	$\frac{T\bar{E} 11}{\bar{E}L 3}$	$\frac{WKT\bar{E} 7}{\bar{K}ET 2}$	$\frac{\bar{K}ET 4}{HL 4}$	$\frac{KT\bar{E} 10}{TK\bar{E} 5}$
$\frac{S 1}{\bar{E}T 5}$	$\frac{WS 6}{\bar{K}ET 4}$	15. $\frac{\bar{E}T 16}{\bar{E}L 6}$	25. $\frac{L 3}{\bar{E}S 7}$	33. $\frac{T 3}{SH 3}$	
$\frac{KT\bar{E} 4}{SH 2}$	6. $\frac{\bar{H}TL 3}{T 7}$	16. $\frac{\bar{E}T 7}{S 7}$	$\frac{KE 6}{\bar{K}ET 3}$	34. $\frac{T 2}{\bar{E}T 5}$	
192. $\frac{WH 14}{WKS 2}$	$\frac{KT 10}{\bar{E}T 5}$				

§ 38. IX. Ergänzende Tabelle zur Farben- und Zeichenerklärung  
der geologischen Karte.

A Nr. des Farbenschildes und Signatur	B Oberste geologische Bildung. (Umfaßt die Ackerkrume und deren Untergrund bis z. wechselnder Tiefe)	C Untergrund von B	D Tiefste bis 2 m erbohrte Bildung	E Verhalten zum Wasser
1 s	Sand mit sehr geringer Beimengung von Kieskörnern, höchstens sehr schwach lehmig.	Sand, zuweilen mit Kieskörnern und unbedeutenden Feinsandeinlagerungen.		Untergrund ziemlich durchlässig, Grundwasser meist erst in größerer Tiefe.
2 gs	Sand mit mehr oder minder reichlichen Kiesbeimengungen, höchstens sehr schwach lehmig.	Sand mit Kiesbeimengungen, zuweilen mit nur wenige Centimeter starken Tonbänkchen.	Sand oder Kies mit Sand.	Durchlässigkeit i. a. ziemlich groß, jedoch im einzelnen etwas wechselnd.
2a sg	Kies mit Sand nur im künstlichen Aufschluß.	Kies mit Sand.	Kies mit Sand.	Nasser Kies in einer am Boden der Sand- u. Kiesgrube angesetzten Bohrung bei 1,7 m Tiefe angetroffen; Wasserdurchlässigkeit groß.
3 fs	Lehmig. Verwitterungsboden des Untergrundes, oberflächlich zum Teil mit Sand vermengt.	Feinsand oder toniger Feinsand, darin eingelagert unbedeutende Linsen von Ton oder Sand.		Günstig, da i. a. mittlere Eigenschaften vorhanden.
4 fs s	Wie bei Nr. 3.	Wie bei Nr. 3.	Sand.	Tieferer Untergrund wird durchlässiger.
5 h	Lehmig. Verwitterungsboden des Tones, oberflächlich häufig mit Sand vermengt und so in lehmige Sande übergehend.	Feinsandiger Ton oder Ton, darin zuweilen Linsen von Feinsand.	Wie unter Rubrik C, wenn nicht auf der geologischen Karte Sand besonders angegeben.	Untergrund wasserhaltend u. schwer durchlässig, jedoch nicht ganz gleichmäßig.
6 s h	Wie bei Nr. 1.	Wie bei Nr. 1.	Feinsandiger Ton.	In der Tiefe wasserstauende Schicht.
7 s(fs)	Meist wie bei Nr. 1, zum Teil wie bei Nr. 3.	Sand mit unregelmäßig verteilten Nestern von Feinsand oder tonigem Feinsand.		Meist wie bei Nr. 1, zum Teil mehr Feuchtigkeit haltend.
8 s(h)	Sand wie bei Nr. 1 oder verlehnte Mischgebilde von Sand und Ton.	Sand mit unregelmäßigen Tonbänkchen.		Im einzelnen wechselnd.
9 kh	Wie bei Nr. 5, jedoch mit Kalkknollen.	Wie bei Nr. 5, jedoch mergelig oder kalkig-mergelig.		Durchlässigkeit gering, Grundwasser nahe.
10 (as) s	Mehr oder minder schwachlehmiger Sand, mit einigen Kieskörnern.	Wie bei Nr. 1.		Ähnlich wie bei Nr. 1.

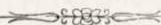
A Nr. des Farbenschildes und Signatur	B Oberste geologische Bildung. (Umfaßt die Ackerkrume und deren Untergrund bis z. wechselnder Tiefe)	C Untergrund von B	D Tiefste bis 2 m erbohrte Bildung	E Verhalten zum Wasser
11 as s	Lehmige Sande.	Zum Teil verlehmtete Mischgebilde v. Sand und Ton (lehmige und tonige Sande).	Sand.	Durchlässigkeit oben geringer, unten größer.
12 as h	Lehmige Sande.	Zum Teil verlehmtete Mischgebilde v. Sand und Ton.	Feinsandiger Ton.	Durchlässigkeit gering, besonders unten.
13 as	Lehmige Sande.	Mischgebilde v. Sand und Ton (zum Teil verlehmt).	Mischgebilde v. Sand und Ton.	Durchlässigkeit im allgemeinen gering.
14 a h	Humusreicher als die Böden 1—13, meist etwa als sandige Tonböden zu bezeichnen.	Wie bei Nr. 5.		Durchlässigkeit gering, Grundwasser nahe.
14a a kh	Wie bei Nr. 14.	Wie bei Nr. 9.		Wie bei Nr. 14.
15 a s	Wie bei Nr. 14.	Wie bei Nr. 1.		Grundwasser nahe der Oberfläche.
16 a mfs	Wie bei Nr. 14.	Kalkig toniger Feinsand, zum Teil mehr tonig oder sandig.		Grundwasser nahe.
17 tf	Künstl. aufgeschüttete Erde, oder wie b. Nr. 14, oder Humus.	Flachmoortorf (Humus).		Grundwasser sehr nahe.
18 tf s	Wie bei Nr. 17.	Flachmoortorf (Humus).	Sand.	Grundwasser sehr nahe.
19 tf h	Wie bei Nr. 17.	Flachmoortorf (Humus).	Feinsandiger Ton.	Grundwasser sehr nahe.
20 tf kh	Wie bei Nr. 17.	Flachmoortorf (Humus)	Kalkig-mergeliger feinsandiger Ton bis Feinsand.	Grundwasser sehr nahe.
21 h s	Mit Sand und Ton vermischter Humus.	Sand.		Grundwasser sehr nahe (soweit nicht stark drainiert).
22 h h	Wie bei Nr. 21.	Wie bei Nr. 5.		Wie bei Nr. 21.

## X. Alphabetisches Inhalts- und Namenverzeichnis.

- Abschlammassen § 11, 13, 19.  
 Ackerkrume § 15, 19, 23.  
 Alluvium § 12—14, 31.  
 Ammon, Ludwig v. § 8, 9.  
 Apatit § 19, 23.  
 Atterberg § 20.  
 Augit § 18, 21, 22.  
 Bindigkeit § 21, 25.  
 Biotit § 18—23.  
 Blattabdrücke § 8.  
 Bodenkundlich-agronomische  
   Untersuchungen § 1, 15.  
 Bodenproben § 25, 34.  
 Bohrer § 34.  
 Bohrungen § 34, 37.  
 Bonitierung § 32.  
 Braunerde § 15.  
 Brauneisen § 19, 20, 21, 22.  
 Calciumkarbonat § 23.  
 Chemische Analyse § 2, 29, 30.  
 Dikopshof § 24.  
 Diluvialzeit § 11.  
 Dinotherium § 8.  
 Eberhart, C. § 2, 24, 27, 28.  
 Eisenerz § 18, 20, 21, 22.  
 Eisenglanz § 18.  
 Eisenoxyd § 20.  
 Epidot § 18, 20—23.  
 Farbenerklärung § 34, 38.  
 Feinboden § 26—28.  
 Feinsand § 6, 18, 20, 25.  
 Feldspat § 18—23.  
 Flachmoor § 35.  
 Flinz § 10, 22.  
 Frankau § 24.  
 Freising § 24.  
 Gagel § 2, 23, 26, 30.  
 Geologisch-agronomische Auf-  
   nahme § 1, 15.  
 Gesamtboden § 26, 27.  
 Glimmer § 18—23.  
 Grand § 5, 27.  
 Granat § 19.  
 Größe des Gutes § 2.  
 Grundwasser § 16, 35.  
 v. Gümbel § 8.  
 Hege § 2.  
 Hessen § 24.  
 Hess von Wichdorf und Range  
   § 14.  
 Höhenkurven § 2.  
 Höhenlage § 3.  
 Hornblende § 18, 20—23.  
 Humusgehalt § 13.  
 Hydraulische Werte § 26—28.  
 Jentzsch § 24.  
 Kaiser, Erich § 24.  
 Kalkgehalt § 16, 23, 35.  
 Kalkigmergelig feinsandiger Ton  
   § 16, 25.  
 Kalkknollen § 16.  
 Kaolin § 19.  
 Kies § 5, 9, 18, 27, 33, 35.  
 Klima § 15.  
 Kohle § 18, 19, 21—23.  
 Kohlensäure § 23.  
 Kopecky § 24, 28.  
 Korngröße § 20, 26—28.  
 Kraus § 2.  
 Land- und Süßwasserschnecken  
   § 8.  
 Lehm § 21, 24.  
 Leichtester Boden § 31.  
 Magnesiumkarbonat § 23.  
 Mastodon § 8.  
 Mayr § 2, 29.  
 Mechanische Analysen § 2, 24,  
   26, 27, 28.  
 Mergel § 33.  
 Mergelig § 16.  
 Mergelfeinsand § 6.  
 Mineralien § 2, 18—23.  
 Mikroklin § 20.  
 Mikroskopische Untersuchungen  
   § 2, 18—23.  
 Mischgebilde § 11, 19, 21, 25,  
   31, 35.  
 Moorbildungen § 14.  
 Moorerde § 14, 35.  
 Münichsdorfer § 2, 18—23, 25.  
 Muskovit § 18—23.  
 Nutztvienschwache Wirtschaft  
   § 2.  
 Oberbayern § 8.  
 Oberföhring § 24.  
 Obermenzing § 24.  
 Obermiocän § 8.  
 Penck § 8.  
 Phosphorsäure § 23, 30.  
 Plagioklase § 19, 21.  
 Preuß. Geolog. Landesanstalt  
   § 15, 20, 21, 24.  
 Profile § 36.  
 Quarz § 18—23.  
 Quellmoor § 14.  
 Röhrmoos § 3.  
 Roteisen § 19, 22.  
 Rutil § 18—23.  
 Sand § 4, 18—25, 31, 33, 35.  
 Schlägeinteilung § 31.  
 Schlammapparate § 26, 27, 28.  
 Schlösing-Slavik § 22, 23, 28.  
 Schöne § 26.  
 Schottler § 24.  
 Schwager, Adolf § 24.  
 Schwerer Boden § 31.  
 Siebprodukte § 28.  
 Spreiti, Graf von § 2.  
 Staubsand § 20.  
 Süßwassermolasse § 8.  
 Technische Nutzbarkeit § 33.  
 Tertiär § 8.  
 Tertiärsand § 18—20, 25.  
 Tertiärton § 22, 23, 25.  
 Titaneisen § 18, 19, 22, 23.  
 Titanit § 19.  
 Ton § 7, 21, 23, 33, 35.  
 Tonbestimmung § 28.  
 Topographische Aufnahme § 2.  
 Torf § 7, 14, 33, 35.  
 Treibholzreste, verkohlte § 8.  
 Turmalin § 18—23.  
 Untergrund § 8, 15.  
 Verwitterung § 16.  
 Wagner § 2, 15, 30.  
 Wahnschaffe § 24.  
 Wasserdurchlässigkeit § 31, 38.  
 Wertklassen § 32.  
 Zersetzung von Mineralien § 17.  
 Zirkon § 18—23.

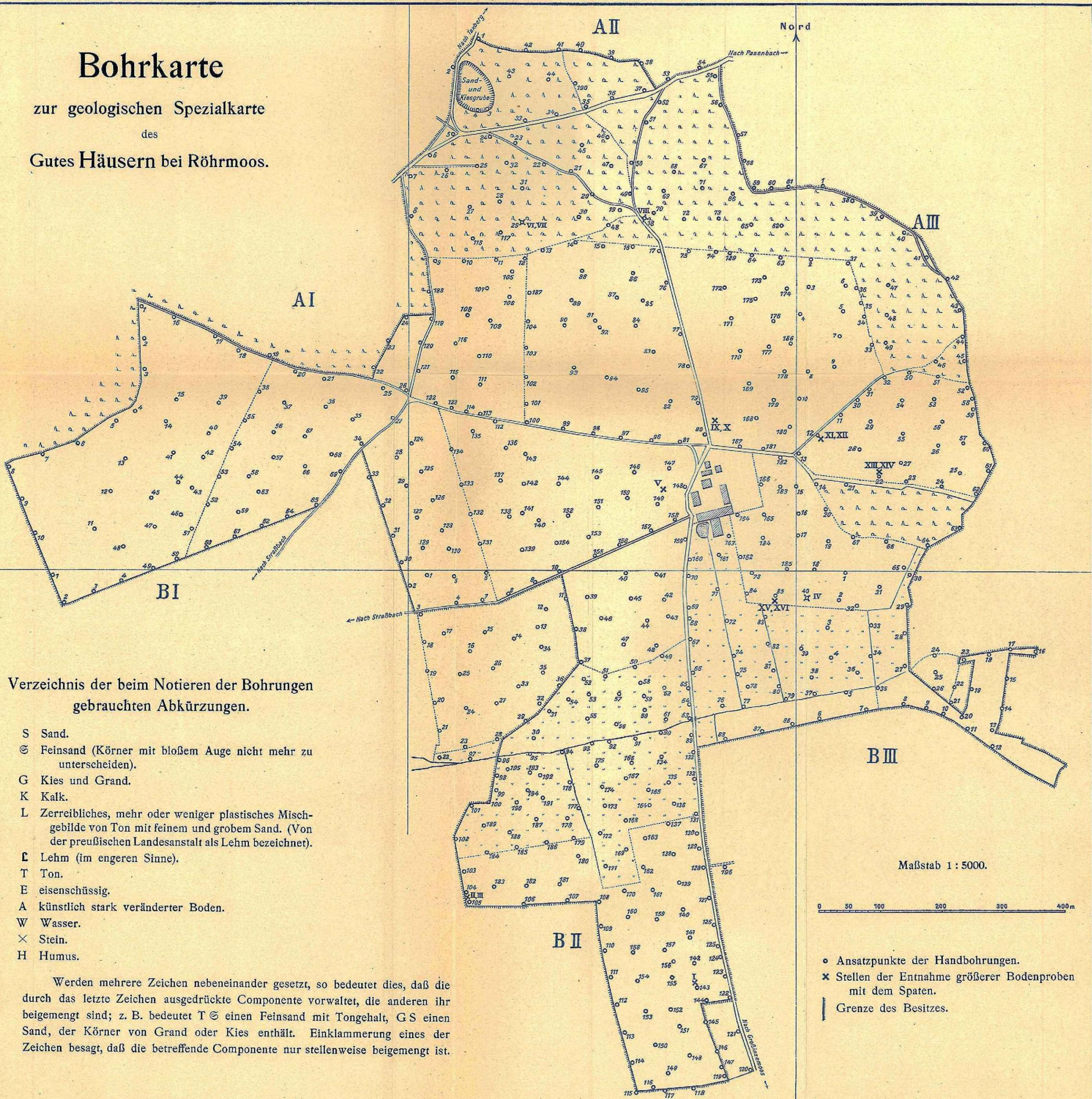
## Inhalts-Übersicht.

	Seite
I. Vorwort § 1, 2 . . . . .	137
II. Lage und Oberflächenbeschaffenheit § 3 . . . . .	138
III. Überblick über die Gesteine im Untergrunde § 4—7 . . . . .	139
IV. Überblick über den geologischen Aufbau § 8—14 . . . . .	139
V. Bodenkundlicher Teil. . . . .	142
Allgemeines § 15—17 . . . . .	142
Die einzelnen Bodenarten:	
Sandböden § 18—22 . . . . .	144
Die Böden im Bereiche des Tertiärtons § 23 . . . . .	146
Lehmböden § 24 . . . . .	147
Verzeichnis der Bodenproben § 25 . . . . .	148
Tabellen von Analysen der Bodenproben § 26—30 . . . . .	150
Die Bodenbeschaffenheit in Beziehung zur Schlägeinteilung und Bonitierung § 31, 32 . . . . .	153
VI. Technische Nutzbarkeit der Bodenarten § 33 . . . . .	154
VII. Die Methoden der Spezialaufnahme im Felde § 34 und die Darstellungsweise auf der Karte § 35, 36 . . . . .	154
VIII. Verzeichnis der Bohrungen § 37 . . . . .	157
IX. Ergänzende Tabelle zur Farben- und Zeichenerklärung der geologischen Karte § 38 . . . . .	164
X. Alphabetisches Verzeichnis vorkommender Namen und Termini . . . . .	166



# Bohrkarte

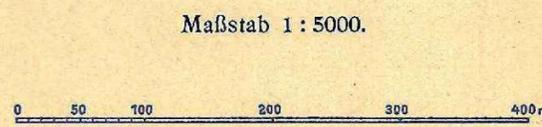
zur geologischen Spezialkarte  
des  
Gutes Häuser bei Röhrmoos.



## Verzeichnis der beim Notieren der Bohrungen gebrauchten Abkürzungen.

- S Sand.
- ⊗ Feinsand (Körner mit bloßem Auge nicht mehr zu unterscheiden).
- G Kies und Grand.
- K Kalk.
- L Zerreibliches, mehr oder weniger plastisches Mischgebilde von Ton mit feinem und grobem Sand. (Von der preußischen Landesanstalt als Lehm bezeichnet).
- ⊔ Lehm (im engeren Sinne).
- T Ton.
- E eisenschüssig.
- A künstlich stark veränderter Boden.
- W Wasser.
- × Stein.
- H Humus.

Werden mehrere Zeichen nebeneinander gesetzt, so bedeutet dies, daß die durch das letzte Zeichen ausgedrückte Componente vorwaltet, die anderen ihr beigemischt sind; z. B. bedeutet T ⊗ einen Feinsand mit Tongehalt, GS einen Sand, der Körner von Grand oder Kies enthält. Einklammerung eines der Zeichen besagt, daß die betreffende Componente nur stellenweise beigemischt ist.



- Ansatzpunkte der Handbohrungen.
- × Stellen der Entnahme größerer Bodenproben mit dem Spaten.
- ┌ Grenze des Besitzes.

# Geologische Spezialkarte

des

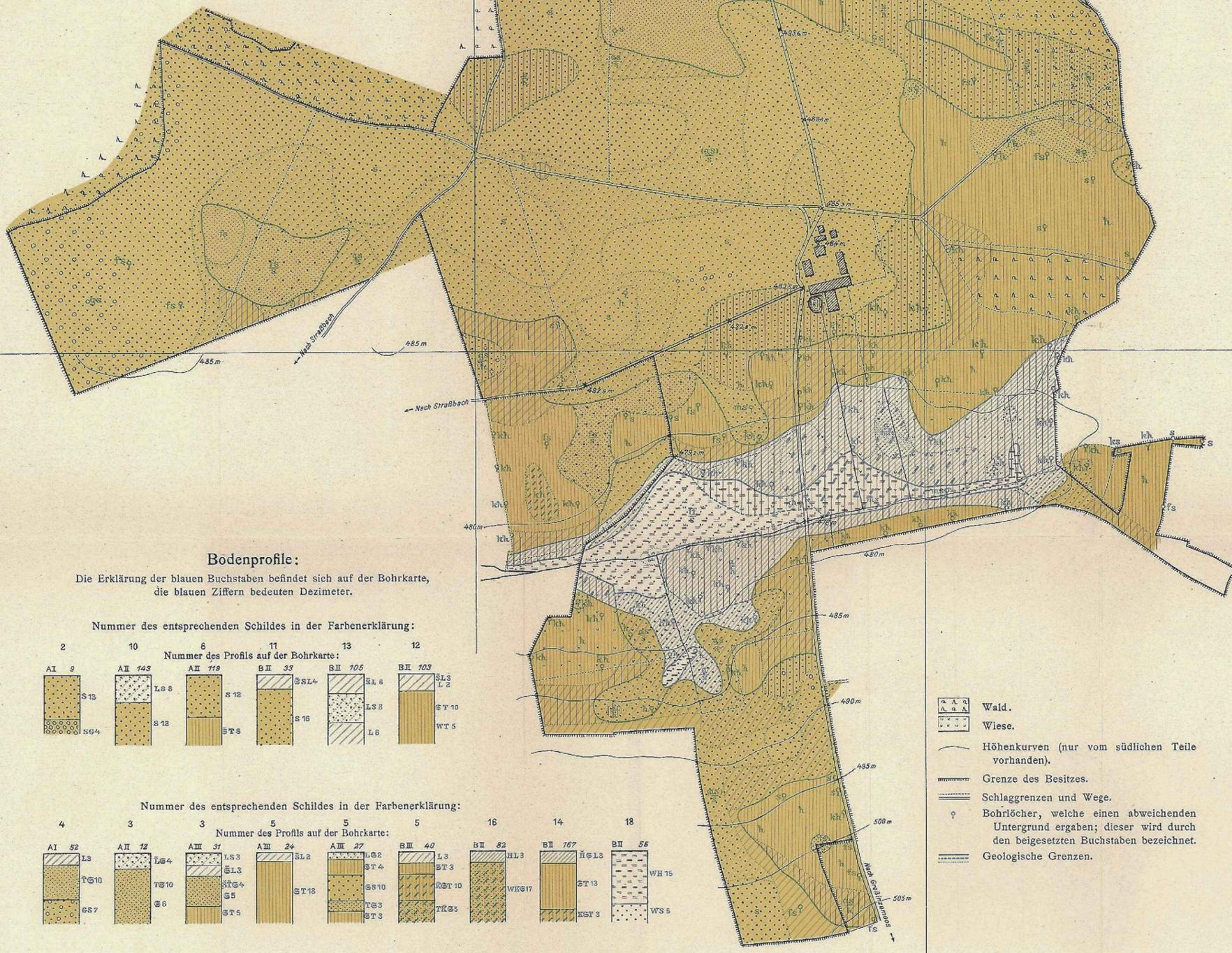
## Gutes Häusern bei Röhrmoos,

eine Unterlage für agronomische Zwecke.

Aufgenommen von  
Dr. Werner Koehne.

1:5000

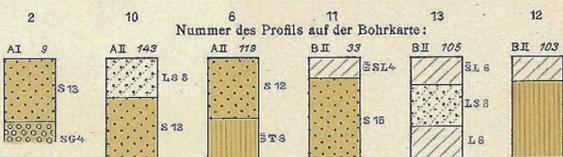
Herausgegeben von der  
Geognostischen Abteilung des K. B. Oberbergamtes.  
München 1909.



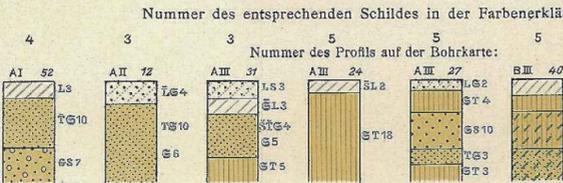
### Bodenprofile:

Die Erklärung der blauen Buchstaben befindet sich auf der Bohrkarte, die blauen Ziffern bedeuten Dezimeter.

Nummer des entsprechenden Schildes in der Farbenerklärung:



Nummer des Profils auf der Bohrkarte:



Nummer des entsprechenden Schildes in der Farbenerklärung:

Nummer des Profils auf der Bohrkarte:

- Wald.
- Wiese.
- Höhenkurven (nur vom südlichen Teile vorhanden).
- Grenze des Besitzes.
- Schlaggrenzen und Wege.
- Bohrlöcher, welche einen abweichenden Untergrund ergaben; dieser wird durch den beigeetzten Buchstaben bezeichnet.
- Geologische Grenzen.

### Farbenerklärung

(Vergl. die Tabelle § 38.)

- 1 Sand mit Sanduntergrund.
- 2 Sand mit Kies (2) bzw. mit Kiesuntergrund (2) und Kies mit Sand (2a).
- 3 Lehmiger Verwitterungsboden des Untergrundes; dieser besteht aus Feinsand mit tonigen Beimengungen.
- 4 Boden wie bei No. 3, jedoch mit Sand im tieferen Untergrunde.
- 5 Lehmiger, mit Sanden mehr oder minder vermengter Verwitterungsboden des Tonen; im Untergrunde Ton mit Feinsandbeimengungen.
- 6 Sand; im tieferen Untergrunde Ton mit Feinsandbeimengungen.
- 7 Sand mit Feinsandeinlagerungen; diese in der Nähe der Oberfläche verlehmt.
- 8 Meist Sand, im Untergrunde mit Tonstreifen.
- 9 Lehmiger Verwitterungsboden des Untergrundes; dieser besteht aus kalkhaltigen Ton mit Kalknöllchen, die stellenweise herausgepflügt werden.
- 10 Schwach-lehmiger Sand mit Sanduntergrund.
- 11 Lehmiger Sand als Verwitterungsboden von Sanden mit Tonbeimengungen; im tieferen Untergrunde Tertiärsand.
- 12 Oberflächlich verlehmt Mischungen von Sand und Ton; im tieferen Untergrunde Ton mit Feinsandbeimengungen.
- 13 Lehmiger Sand; im Untergrunde Sande mit Tonbeimengungen.
- 14 Humushaltige bis humose Abschlämmprodukte; im Untergrunde Tertiärsand mit Feinsandbeimengungen. Bei 14a ist der Untergrund kalkhaltig.
- 15 Humushaltige bis humose Abschlämmprodukte; im Untergrunde Tertiärsand.
- 16 Humushaltige bis humose Abschlämmprodukte; im Untergrunde Mergelfeinsand.
- 17 Torf<sup>1)</sup> mit gleichartigem Untergrunde.
- 18 Torf<sup>1)</sup> mit Sanduntergrund
- 19 Torf<sup>1)</sup> mit Untergrund von Tertiärsand mit Feinsandbeimengungen.
- 20 Torf<sup>1)</sup>; im Untergrunde kalkhaltiger Ton mit Feinsandbeimengungen.
- 21 Moorerde; im Untergrunde Tertiärsand.
- 22 Moorerde; im Untergrunde Tertiärsand mit Feinsandbeimengungen.

Verwitterungsböden des tertiären (obermiocänen) Untergrundes

Bei der Abtragung und Verwitterung der Tertiärschichten entstandene Misch- und Abschlämmprodukte.

Abschlämmprodukte mit tertiärem Untergrunde

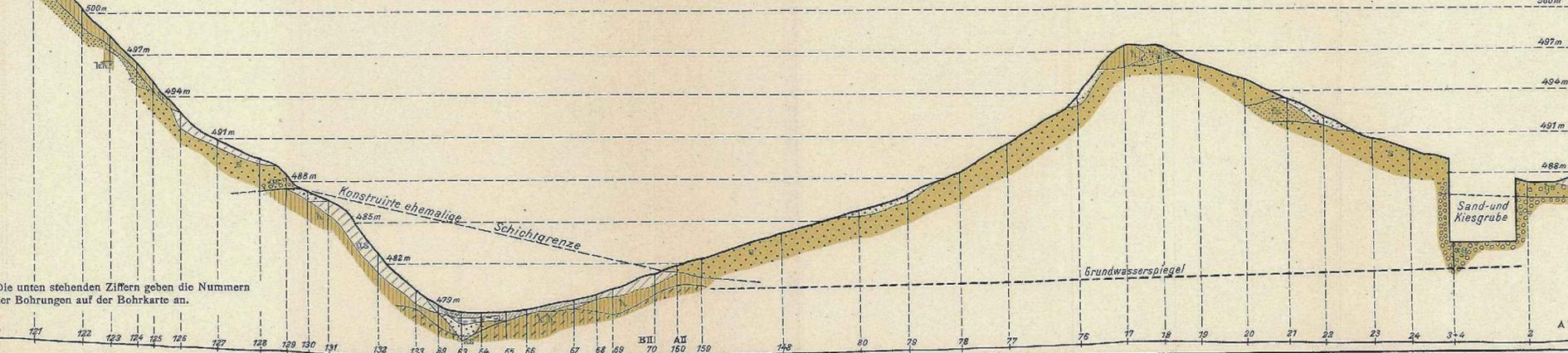
Alluviale Absätze (meist mit tertiärem Untergrunde) Flachmoorbildungen (Quellmoor)

Prof. S.S.O. Profil längs des Weges von Großinzemoos nach Taxberg.

Längenmaßstab 1:5000

Höhenmaßstab der oberen (kolorierten) Profildarstellung 1:300 (16,67 mal überhöht)

„ „ „ „ unteren Profilinie 1:5000 (natürliche Neigungswinkel)



Die unten stehenden Ziffern geben die Nummern der Bohrungen auf der Bohrkarte an.

<sup>1)</sup> Vielfach oberflächlich mit künstlich aufgeschütteter Erde oder auch mit natürlichen Abschlämmprodukten bedeckt, was sich nicht im einzelnen darstellen ließ.

# Petrographische Studien an „Weißsteingneisen“ aus der Münchberger Gneisgruppe.

Von

Dr. Matthäus Schuster.

(Mit einem Textbild.)

---

In den Komplex der sogen. „Münchberger Gneisinsel“ sind an verschiedenen Stellen eigenartige gneisähnliche Gesteine eingeschaltet, die schon seinerzeit das Augenmerk W. v. GÜMBELS erregten, der ihnen in seiner „Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges“, 1879 auf S. 120—121, ein eigenes kleines Kapitel widmete. Diese Gesteine sind nach ihm „ausgezeichnet durch auffallend helle, weißliche Farbe, durch ebenflächige, dünnsschichtige Ausbildung und durch den Reichtum an ölgrünem bis weißlichem Glimmer (mit Ausschluß des braunen). Die Gneisabänderung, die aus den Nachbarbezirken nicht bekannt ist, findet sich mit dem stets dunkler gefärbten Münchberger Gneis und dem meist tiefgraugrünen Hornblendegneis durch Wechsellagerung verbunden“. Den Namen „Weißsteingneis“, den GÜMBEL dieser Gesteinsart gab, leitet er ab von ihrer hellen Färbung und den „engen Beziehungen zum Granulit, in den sie übergeht“. Nach dem genannten Autor ist der Weißsteingneis in der Münchberger Gneisgruppe, meist mit Eklogit und Granulit vergesellschaftet, weit verbreitet, ohne jedoch ausgedehntere Komplexe zu bilden.

Die kurzen, bestimmt gehaltenen Bemerkungen GÜMBELS scheinen die Eigenschaften der „Weißsteingneise“ ganz zu erschöpfen. Man erhält den Eindruck, daß es sich um eine nach Art ihres geologischen Auftretens wie nach ihren petrographischen Eigenschaften recht wenig veränderliche Gesteinsgruppe von geringer Wichtigkeit handle. Diesen von der Autorität GÜMBELS in seiner ganzen Erscheinungsform somit festgelegten Gesteinstypus nochmals einer eingehenderen Untersuchung zu unterziehen, läge somit kein Grund vor, wenn nicht der Verfasser des Vorstehenden durch die Freundlichkeit des Herrn Dr. ERNST KOHLER, der sich in der Münchberger Gneisregion vor einiger Zeit mit geologischen Studien beschäftigte, in den Besitz einiger „Weißsteingneis“-Proben gelangte, deren mikroskopischer Habitus ihm lebhafte Zweifel an der Richtigkeit der GÜMBEL'schen Darstellung einflößten. Eine Untersuchung der in der geognostischen Sammlung des Kgl. Oberbergamtes befindlichen Originalhandstücke GÜMBELS erwies diese Zweifel nicht nur, was die Wiedergabe ihres petrographischen Habitus durch GÜMBEL anlangt, als berechtigt, sie lieferte auch das Material zu Anschauungen über ihre geologische Erscheinungsform und über ihre Beziehungen zum Münchberger Gneiskomplex, die von der GÜMBEL'schen Darstellung recht abweichen und deshalb einiges wissenschaftliches Interesse besitzen dürften.

In den nachfolgenden Zeilen mögen die Resultate der mikroskopischen Untersuchung an den GÜMBEL'schen „Weißsteingneisen“ und die Ausblicke, die sich aus dieser insbesondere hinsichtlich ihres Anteils an dem Aufbau des Münchberger Gneiskomplexes knüpfen, kurz niedergelegt sein.

Als Material für die mikroskopische Untersuchung standen dem Verfasser Gesteinsproben von den folgenden Fundstellen zur Verfügung:

Lipperts bei Leupoldsgrün (gesammelt von Dr. E. KOHLER); — Schödelshöhe bei Leupoldsgrün (Originalhandstück von GÜMBEL, Sammlung der geognostischen Abteilung des Kgl. Oberbergamtes); — zwischen Gottersdorf und Heimersmühle (gesammelt von Dr. E. KOHLER); — Grundlitz bei Stammbach; — Hohlweg bei Gefrees; — Witzleshofen bei Gefrees; — Tännig bei Größenau; — Steinbruch bei Schödlas. (Die letztgenannten fünf Gesteinsproben sind Originalhandstücke GÜMBELS und befinden sich in der obengenannten Sammlung.)

Als weitere Fundpunkte von „Weißsteingneisen“ finden sich bei GÜMBEL (l. c. S. 121) noch angegeben: Teilung bei Sauerhof; — Konradsreut; — Schlegel bei Münchberg; — Markersreut und „endlich zerstreute Stellen durch das ganze Gebiet der Münchberger Gneisgruppe“.

Im Gegensatz zu der eingangs gegebenen Charakterisierung der „Weißsteingneise“ durch GÜMBEL ist das Übereinstimmende der vorliegenden „Weißsteingneisproben“ lediglich eine zumeist helle, manchmal weiße Färbung. Dazu ist sämtlichen trotz einer großen Frische der Gemengteile eine so mürbe Beschaffenheit eigen, daß ein leichter Hammerschlag die getroffene Gesteinsstelle zu weißem Grus zermalmt und des ferneren die Anfertigung von Dünnschliffen fast nur nach vorheriger Durchtränkung der Gesteinsproben mit Canadabalsam möglich ist. Die „dünnstiefige Ausbildung“ der Gesteine (nach GÜMBEL) trifft nur für einen Teil der Proben zu; einen „ölgrünen bis weißlichen Glimmer“, dieses Hauptcharakteristikum der „Weißsteingneise“ GÜMBELS, führen nur das Gestein von Lipperts bei Leupoldsgrün und eine Gesteinsprobe aus dem Steinbruch bei Schödlas. Im ersteren Falle handelt es sich um einen bläulich- bis olivgrünen, primären Chlorit (vgl. S. 177), im letzteren um einen leicht bläulichgrün gefärbten Muskovit.<sup>1)</sup> Die Korngröße der Gesteinsgemengteile schließlich ist eine sehr wechselnde, die von einer recht feinkörnigen (Hohlweg bei Gefrees) bis zu pegmatitischer Ausbildung — mit Muskovitafeln fast von der Größe einer Handfläche — gehen kann (Witzleshofen bei Gefrees).

Wechselnd wie der makroskopische Habitus ist auch der mikroskopische. Die unter dem Mikroskop mehr oder minder deutlich erkennbare Lagenanordnung der Gemengteile und der Mineralbestand charakterisieren sie gemeinhin als gneisartige Gesteine, die aber verschiedenen Unterabteilungen dieser großen Gruppe zugehören: So lassen sich die Gesteine von Grundlitz bei Stammbach, von Tännig bei Größenau, von Schödelshöhe bei Leupoldsgrün, von einem Fundort zwischen Gottersdorf und Heimersmühle und schließlich das Gestein von Witzleshofen bei Gefrees als Muskovitgneise bezeichnen. Eine Zusammensetzung aus Quarz, Feldspat und primärem Muskovit ist für sie nebst einer ausgesprochenen Kataklyse bezeichnend, die bis zu einer völligen Zermalmung der spröden Gemengteile führen kann. Die Grobkörnigkeit des Gesteins von Witzleshofen würde für dieses auch der Bezeichnung Gneispegmatit Berechtigung verleihen.

<sup>1)</sup> Dieser leicht farbige Muskovit wurde von GÜMBEL auf einen Chromgehalt geprüft, da er in ihm Fuchsit vermutete, jedoch ohne Erfolg.

Eine weitere Gesteinsart stellt der Muskovitquarzit dar, der aus dem Hohlweg bei Gefrees stammt, ein schieferiges Gestein, dessen Lagen vorwiegend aus Quarz und Muskovit sich aufbauen. Orthoklas ist selten, noch seltener Granat. Die Erscheinungen der Kataklyse sind weniger intensiv, wie im ersten Falle.

Einen von den bisher skizzierten Gesteinstypen abweichenden Habitus besitzt der Epidotgneis, entnommen dem Steinbruch von Schödlas, westlich von Münchberg. Ein Aufbau aus dichten Lagen von stengeligem Epidot, abwechselnd mit epidotfreien Lagen von leicht bläulichgrün-gefärbtem Muskovit („ölgrüner Glimmer“ von GÜMBEL) und zertrümmertem Quarz- und Feldspatmaterial ist für dieses Gestein charakteristisch.

Isoliert von allen „Weißsteingneisen“ nach seinem Mineralbestand steht der Chloritgneis von Lipperts bei Leupoldsgrün da, ein Gestein mit dem Mineralbestand Quarz, Feldspat, Muskovit und primärer Chlorit („ölgrüner Glimmer“ nach GÜMBEL?) nebst Epidot.

Diese kurzen Darstellungen geben einen genügenden Überblick über die makroskopischen und mikroskopischen Eigenschaften der untersuchten Gesteine. Schon an den wenigen Proben, die mir zur Untersuchung vorlagen, läßt sich eine ziemlich weitgehende Mannigfaltigkeit in der Struktur und im Mineralbestande der „Weißsteingneise“ erkennen, wie man sie nach der Darstellung GÜMBELS, worin er auf ihre „sonst genau übereinstimmende Gesteinsbeschaffenheit“ hinweist (l. c. S. 121) nicht erwarten sollte. Dieser Umstand legt die Pflicht auf, auch die weitere allgemein gehaltene Angabe dieses Autors von der Verknüpfung der „Weißsteingneise“ mit Granulit auf ihre Berechtigung hin zu prüfen.

In Ergänzung seiner Angaben über die engen Beziehungen der Weißsteingneise zum Granulit (vgl. S. 169 dieser Abhandlung) drückt er sich auf S. 129 deutlicher aus: „Wo der Granulit in der Münchberger Gneispartie sich findet, „sehen wir ihn in wenig mächtigen Zwischenlagen zugleich mit und in dem Weißsteingneis und neben Eklogit zu Tag treten. Seine Mächtigkeit und Ausdehnung ist eine so geringe, daß sich dafür auf unserer Karte<sup>1)</sup> kaum eine Umgrenzung angeben läßt. Er ist gleichsam durch Weißsteingneis und durch Eklogit ersetzt oder vertreten. Der Granulit wurde . . . nur in der Modifikation des Granatgranulits beobachtet. Er nimmt . . . ganz den Charakter einer bloß granatreichen Varietät des Weißsteingneises an, mit dem er auch durch Wechsellagerung eng verbunden ist und in den er übergeht. Weißer Glimmer und Magnet Eisen bilden akzessorische Gemengteile.“

Nach der nunmehr geltenden Ansicht ist der Granulit ein Orthogneis, d. h. eine schieferige Ausbildungsform eines granitähnlichen Eruptivgesteins. Da aber, wenn wir den Angaben GÜMBELS folgen, die „Weißsteingneise“ — in Umkehrung des vorletzten Satzes aus obigem Zitat — nichts anderes als eine granatärmere Varietät des Granulits darstellen, so muß auch für sie der Charakter von Orthogneisen gefolgert werden.

Der Orthogneischarakter der Weißsteingneise ist somit ein notwendiges Postulat. Blicken wir auf die oben gegebene kurze Charakteristik der von GÜMBEL als Weißsteingneise bezeichneten, von mir näher untersuchten Gesteine zurück, so steht zu erwarten, daß nicht alle Gesteine dieser Forderung standhalten. So scheiden gleich vor allen anderen der Muskovitquarzit aus dem Hohlweg bei Gefrees und der Epidot-

<sup>1)</sup> Blatt Münchberg (Nr. 11) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern.

gneis aus dem Steinbruch bei Schödlas aus. Ihre mineralische Zusammensetzung läßt sich unmöglich auf einen Orthogneis beziehen; beide Gesteine sind Paragneise, schiefrig gewordene Produkte der Zusammenschmelzung von granitischem und sedimentärem Material.

Von den übrigen Gesteinen ist allein schon unterm Mikroskop der Chloritgneis von Lipperts als ein Orthogneis zu erkennen; eine Verbindung mit „Granulit“ ist jedoch nicht bekannt und nach seiner mikroskopischen Zusammensetzung nicht ganz wahrscheinlich. Das interessante Gestein wird, da es ganz isoliert dasteht, den Gegenstand eines eigenen Kapitels am Schlusse dieser Erörterungen bilden.

Die übrig bleibende Gesteinsgruppe wird von Muskovitgneisen gebildet, von denen das Gestein vom Grundlitz bei Stambach von GÜMBEL selbst als „Übergangsbildung zum Granulit“ bezeichnet wird, dessen Orthogneischarakter demnach von selbst sich ergibt; übrigens bestätigt auch die chemische Analyse I der beigefügten Tabelle mit einem Verhältnis der Tonerde zu den Alkalien und alkalischen Erden von 117:161, das sich der atomistischen Proportion von 1:1 ziemlich nähert,<sup>1)</sup> die Orthogneisnatur dieses Gesteins. — Das Gestein von Witzleshofen bei Gefrees besitzt einen derart pegmatitischen Habitus, daß an dessen eruptiver Herkunft und somit dessen Orthogneisnatur kaum gezweifelt werden kann. — Von einem Weißsteingneis von Schlegel bei Münchberg, den auch GÜMBEL aufführt, hat Dr. ERNST DÜLL die eruptive Abstammung nachgewiesen. (Vgl. S. 176 dieser Abhandlung.) In diesem Zusammenhange sei auf eine Analyse eines Weißsteingneises bei GÜMBEL (l. c. S. 316) hingewiesen, die leider ohne Fundortangabe geblieben ist (Analyse II). Das der chemischen Untersuchung unterworfenen Gestein hat ebenfalls die Zusammensetzung eines Orthogneises, wenn man das Verhältnis von  $Al_2O_3$ : ( $Na_2O + K_2O + CaO$ ) betrachtet, das mit 124:85 sich der verlangten Proportion von 1:1 nähert.

	I	II	III
SiO <sub>2</sub>	73,45	76,96	78,90
TiO <sub>2</sub>	0,45	—	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,00	12,74	12,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	2,74	2,30
CaO	Spur	1,78	0,25
MgO	0,35	0,11	0,75
Na <sub>2</sub> O	8,13	0,77	2,36
K <sub>2</sub> O	2,50	4,10	0,24
H <sub>2</sub> O	0,70	0,84	1,90
	100,38	100,04	99,40

Das Verhältnis von  $Al_2O_3$ : ( $Na_2O + K_2O + CaO$ ) ist bei

$$I = 117 : 161 \quad II = 124 : 85 \quad III = 118 : 46.$$

- I. Orthomuskovitgneis (Weißsteingneis GÜMBELS) von Grundlitz bei Stambach.<sup>2)</sup>
- II. Orthomuskovitgneis (Weißsteingneis GÜMBELS) von ?<sup>3)</sup>
- III. Paramuskovitgneis (Weißsteingneis GÜMBELS) von Tännig bei Größenau.<sup>4)</sup>

Die Muskovitgneise von Schödelshöhe bei Leupoldsgrün und von einem Punkt zwischen Gottersdorf und Heimersmühle stimmen in den mikroskopischen Eigenschaften so vollkommen mit dem als sicheren Orthogneis erkannten Gestein von

<sup>1)</sup> Vgl. H. ROSEBUSCH, Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. Tsch. min. und petr. Mitt. XII. S. 55.

<sup>2)</sup> GÜMBEL, l. c. S. 120.

<sup>3)</sup> Ebenda S. 316.

<sup>4)</sup> Ebenda S. 120.

Grundlitz bei Stammbach überein, daß auch für sie ein Orthogneischarakter anzunehmen ist.

Nur für den Muskovitgneis von Tännig bei Zell, nach GÜMBEL ein derart typischer Weißsteingneis, daß er seine chemische Analyse auf S. 120 l. c. gibt, ist eben nach dem chemischen Befund (Analyse III der beigefügten Tabelle) ein Orthogneischarakter nicht annehmbar. Das Verhältnis von  $\text{Al}_2\text{O}_3$ :  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) = 118:46$  überschreitet dermaßen die Proportion 1:1, daß es unmöglich ist, ein derartiges Mineralgemenge anders als mechanisch aus granitischem Magma und Sediment zusammengeschmolzen aufzufassen. Auch mikroskopisch zeigt er gewisse, von den Ortho-Muskovitgneisen abweichende Eigenschaften, auf die noch zurückzukommen sein wird.

Das Ergebnis der bisherigen Untersuchungen ist also: In seinem Gesteinstypus „Weißsteingneis“ faßt GÜMBEL eine Anzahl nach Struktur, Mineralbestand und Abstammung heterogener Gesteine zusammen, deren Mannigfaltigkeit durch die von mir untersuchten Proben wahrscheinlich noch nicht erschöpft sein dürfte. Die von GÜMBEL für alle „Weißsteingneise“ hervorgehobene, charakteristische genetische Verbindung mit einem ehemaligen, schiefrig gewordenen Eruptivgestein, mit Granulit, kommt nur für einen Teil seiner „Weißsteingneise“, die von mir als Ortho-Muskovitgneise ausgeschieden wurden, überhaupt in Frage.

Die natürliche Weiterführung der bisherigen Untersuchungen muß eine Betrachtung der verwandtschaftlichen Beziehungen der aus den „Weißsteingneisen“ herausgeschälten Ortho-Muskovitgneise mit Granulit, wie sie nach GÜMBEL nunmehr für diese Gesteine bestehen müssen, bilden.

Es wird gezeigt werden, daß auch hier eine Erwägung der mikroskopischen Eigenschaften zu einer anderen Ansicht, als wie sie GÜMBEL vertritt, führen muß. Zugleich werden wir in den Folgerungen das problematische Gebiet der Entstehungsart des Münchberger Gneiskomplexes, wiederum nicht in dem von GÜMBEL gewünschten Sinne, streifen müssen.

Makroskopisch zeigen die Orthomuskovitgneise, mit Ausnahme des pegmatitischen, fast richtungslos körnigen Gesteins von Witzleshofen bei Gefrees, wenig Besonderheiten. Die mikroskopische Struktur steht bei allen Gesteinen (Grundlitz — Schödelshöhe — zwischen Gottersdorf und Heimersmühle — Witzleshofen) unter dem Zeichen starker Druckwirkung während und nach der Bildung der Gesteine. Das gleiche gilt für den Paramuskovitgneis von Tännig, der vergleichsweise zur Erörterung herangezogen werden soll.

Die Hauptbestandteile sind Quarz, Orthoklas, ein oligoklas- bis albitartiger Plagioklas und Muskovit. Andere Mineralien, insbesondere der Granat kommen fast gar nicht in Betracht. Die spröden Gemengteile Quarz und Feldspat zeigen alle bisher bekannten Merkmale der Kataklyse: beim Quarz undulöse Auslöschung, optische Zweiachsigkeit, Sprünge und Spalten, Zermalmung der Ränder und schließlich Aufarbeitung des ganzen Kornes; beim Orthoklas wellige Auslöschung, klaffende Spaltrisse, Pseudolamellierung mit spindelförmigen Lamellen oder sekundäre Gitterstruktur, randliche oder das ganze Individuum ergreifende Zermalmung unter Serizitbildung; beim Plagioklas Umbiegung der Zwillingslamellen und Verschiebung derselben längs Sprüngen und Spalten, Zerbrechungs- und Zertrümmerungserscheinungen. Im Gestein „zwischen Gottersdorf und Heimersmühle“ sind z. B. die randlich ver-

grusten Fragmente von Quarz und Feldspäten einsprenglingsartig in einen mikroskopisch feinsten mosaikartigen Grus ihrer Zertrümmerungsprodukte eingebettet.

Der erheblich frische Feldspat ist im allgemeinen jünger als der Quarz, da dieser stets in sechseckigen oder abgerundeten, kleinen Gebilden in ihm eingesprengt ist, eine Eigenschaft, die besonders aplitischen Gesteinen zukommt und bekanntlich als „granulitische Struktur“ bezeichnet wird. Der Plagioklas steht zum Teil dem Albit, zum Teil dem Oligoklas nahe. Im allgemeinen halten sich Orthoklas und Plagioklas an Menge ziemlich die Wage.<sup>1)</sup> Als ein besonderes Merkmal der Orthomuskovitgneise darf angesehen werden die Durchschwärmung größerer, augenartiger Orthoklase und Plagioklase mit zahlreichen, kleinen bis kleinsten Muskovitblättchen (seltener sind Nester von größeren Täfelchen), zu denen sich noch zahlreiche Apatitprismen gesellen, während neben den Quarztröpfchen sich Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen, nicht selten nach den Spalt- rissen angeordnet, beobachten lassen. Diese Erscheinungen zeigt der Paramuskovitgneis von Tännig nicht.

Von den Gesteinskomponenten nehmen nur die lappigen Blättchen des Muskovits im Querschnitt eine lagenhafte Anordnung an und bestimmen, neben der inneren Zermorschung der Gesteine, die leichte Trennbarkeit der meisten.<sup>2)</sup> Frisch und von lichtem, grünlichem Stich zeigt auch er sich stark durch die Kataklyse beeinflußt. Diese Einwirkung geht von einer einfachen Biegung der Lamellen, wobei der Muskovit wellig oder überhaupt nicht deutlich mehr auslöscht, durch Herausbildung eines faserigen, im Querschnitt bündelartigen Habitus, bis zur Auswulzung in kleinste Fläserchen. Der Muskovit kann, da andere frühe Ausscheidungen fast völlig fehlen, im allgemeinen als der älteste Gemengteil angesehen werden. Nur selten hüllt er den jüngeren Quarz oder Feldspat ein, eine Erscheinung, die hinwieder dem Paramuskovitgneis von Tännig eigentümlich ist. Hier ist die Durchdringung von Muskovit mit Quarz fast so typisch entwickelt, wie es das Dünnschliffbild auf S. 142 der Geognostischen Jahreshefte XX. 1907 für den Granit von der Kösseine am Kontakt mit Hornfelseinschlüssen zeigt.<sup>3)</sup> Sehr seltene Einschlüsse im Muskovit sind Erzkörnchen, etwas reichlicher sind farblose, sehr schwach doppelbrechende, ungeformte Körnchen, wahrscheinlich von Orthit, mit einem leichten, gelben, pleochroitischen Hof. (Gestein zwischen Gattersdorf und Heimersmühle.) — Farbiger Glimmer findet sich in keinem der untersuchten Orthomuskovitgneise, auch dem Paragneis von Tännig fehlt er völlig.

Erwägt man den Mineralbestand der Orthomuskovitgneise -- neben Quarz und Feldspäten nur primärer Muskovit, kein Biotit, kein Granat<sup>4)</sup> — so

<sup>1)</sup> Der Feldspat des grobkörnigen Orthomuskovitgneises von Witzleshofen wurde (GÜMBEL l. c. S. 120) von C. HAUSHOFER optisch und von A. SCHWAGER mittels chemischer Analyse als Albit bestimmt. Auf Grund von Bauschanalysen zweier Gesteine, von Grundlitz und von Tännig, die einen über den Gehalt an Kalium gehenden Natrongehalt aufweisen, glaubte GÜMBEL den Plagioklas als die vorherrschende Feldspatart in den Weißsteingneisen ansehen zu dürfen. Nachdem aber das Gestein von Tännig als Paragneis erkannt ist, kann es zur Beurteilung des Mengenverhältnisses der Feldspäte nicht herbeigezogen werden. Analyse II auf S. 172 zeigt gerade einen überwiegenden Kaligehalt.

<sup>2)</sup> Das grobkörnige Gestein von Witzleshofen zeigt diese Eigenschaften nicht. Der Muskovit erreicht hier pegmatitische Größe.

<sup>3)</sup> M. SCHUSTER, Bemerkungen zum mikroskopischen Habitus des Granits von der Kösseine.

<sup>4)</sup> Auch nicht in dem Gestein von Grundlitz bei Stammbach, das nach GÜMBELS eigenhändig geschriebener Etikette zu dem in der Sammlung des Kgl. Oberbergamts aufbewahrten Handstück einen Übergang zum Granulit darstellt.

müssen in dem unbefangenen Beobachter Zweifel aufsteigen, ob die GÜMBEL'sche Angabe, daß diese Weißsteingneise nur Ausbildungsformen des Granulits sind, zu Recht bestehen kann.

Bekanntlich pflegt primärer Muskovit in echten granulitischen Gesteinen nicht vorzukommen. Tritt Glimmer in den Mineralbestand derselben ein, so geschieht es stets in der Form von Biotit. Wo nun, wie bei unseren Orthomuskovitgneisen der Muskovit sich ausschließlich und in derart großer Menge, zum Teil sogar in pegmatitischer Entwicklung, findet, ist die Bezeichnung „Granulit“ für das Muttergestein dieser Gneise nicht mehr aufrecht zu erhalten. Mit viel größerer Wahrscheinlichkeit weisen die Orthomuskovitgneise auf einen Muskovitgranit als ihr Muttergestein hin, also auf einen Granit mit aplitischem Gepräge. Das körnige Äquivalent unserer schieferigen Orthomuskovitgneise ist demnach meines Erachtens ein aplitisches Eruptivgestein.

Von diesem Gesichtspunkte aus ist das ganz und gar pegmatitische Gepräge des Gesteins von Witzleshofen leicht verständlich und der Hinweis GÜMBELS auf die geringe Mächtigkeit und Ausdehnung der Granulite findet in der Eigenschaft aplitischer Bildungen, in stets geringer Mächtigkeit und über einen Eruptivgesteinskomplex zerstreut aufzusetzen, seine Erklärung. Was den (äußerst geringen) Granatgehalt des Muskovitgranit-Aplits betrifft, so bildet er kein Hindernis für die eben entwickelten Ansichten, er läßt sich zwanglos durch Aufnahme von Granat aus dem durchsetzten Nebengestein, dem Münchberger Gneis, erklären, in welchem der Granat in derart großer Menge als Nebengemengteil vorkommt, daß er hiefür „fast als wesentlich angesehen werden darf“. (GÜMBEL, l. c. S. 119.)

Wie verträgt sich die vorgetragene Ansicht über die Orthomuskovitgneise als aplitische Bildungen mit der Annahme eines eruptiven Charakters des Münchberger Gneiskomplexes, in den sie eingeschaltet und mit welchen sie innig verbunden sind?

Im Widerstreit der Meinungen über die Natur dieser großen Gneismasse beginnt in der gegenwärtigen Zeit die Anschauung von ihrer eruptiven Entstehung breiteren Fuß zu fassen. Einen überzeugten Vertreter fand sie in den letzten Jahren durch ERNST DÜLL, der in einer ausführlichen Arbeit „Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes“ (Geogn. Jahresh. XV. 1902 S. 65—156) auch das Münchberger Gneis-Problem in Erörterung zieht. Seine Untersuchungen leiten ihn zu den Schlußfolgerungen, daß „der Münchberger Gneis eine granitische Eruptivmasse und jünger ist, als die paläozoischen Schichten, welche er ringsum überlagert“ (l. c. S. 151). Des ferneren führt er auf S. 72 aus: „Die Randzone desselben . . . besteht sehr allgemein aus Augengneisen, ein Verhalten, welches demjenigen von Granitmassiven entspricht, die gegen ihre Grenze hin eine porphyrartige Beschaffenheit annehmen. — Nirgends kann eine unzweifelhafte Schichtung der Münchberger Gneise konstatiert werden. An Stelle einer solchen ist freilich recht oft eine ausgezeichnet schöne plattige Absonderung oder Druckschieferung anzutreffen. Fast ebenso häufig aber findet die Zerklüftung in höchst unregelmäßiger Weise am gleichen Gesteinsaufschluß nach mehreren Richtungen zugleich statt, oder es verliert sich jegliche Regelmäßigkeit in der Orientierung des Glimmers, die vorwiegend jene Absonderung bedingt. Alsdann ist das Gestein von einem richtungslos körnigen Granit nicht zu unterscheiden. Die äußersten Glieder dieser verschiedenartigen Ausbildungsformen sind durch Übergänge verbunden. —

Der Münchberger Gneis wird von unzähligen Pegmatitadern durchschwärmt. Darunter sind einige von ganz beträchtlicher Ausdehnung.“

Diese besonders auffallenden Merkmale, denen E. DÜLL im Laufe seiner Abhandlung noch andere weniger hervorstechende anfügt, scheinen mir bemerkenswerte Zeugen dafür zu sein, daß wir in der Münchberger Gneismasse keinen kristallinen Sedimentkomplex, sondern einen granitischen Eruptivstock vor uns haben, dessen Gneisstruktur, besonders gegen den Rand zu, eine Folgeerscheinung einer unter Druck in der Sedimenthülle erfolgenden Kristallisation des Granits ist.

In diesen Rahmen fügt sich die Auffassung der Orthomuskovitgneise als stellenweise schiefrig gewordene Aplite sehr gut ein. Man kann sich das Aplitmagma, den Muskovitgranit, innerhalb des Gneiskomplexes auftreten denken als örtliches Differenzierungsprodukt des großen Granitkomplexes oder — was mehr Berechtigung zu haben scheint — als Nachschübe in diesen hinein, noch vor Eintritt der die Umbildung des Münchberger Granits in den „Gneis“ bewirkenden Verhältnisse. Dieser Umbildung zu gneisartigen Gesteinen mußten natürlich auch die in den Granit eingebetteten Aplitschlieren oder -Gangbildungen in gleicher Weise zum Opfer fallen, in besonders auffälliger Weise an der Peripherie des großen Intrusivstocks, weniger hervortretend im tieferen Innern desselben.

Diese Darlegungen, die der mikroskopischen Beobachtung und theoretischen Erwägungen entspringen, werden, wie ich mit großer Befriedigung — leider erst nach Abfassung des eben Geschriebenen — bemerke, unterstützt durch eine Feldbeobachtung von Dr. ERNST DÜLL. Dieser Autor beschreibt (l. c. S. 77) als Orthogneis einen Muskovitgneis aus der Nähe von Schlegel bei Münchberg, der nach der ganzen Darstellung identisch sein muß mit dem GÜMBEL'schen „Weißsteingneis von Schlegel bei Münchberg“ (vgl. S. 170 dieser Abhandlung). Dieser Muskovitgneis, „welcher von einem ausgezeichnet gut aufgeschlossenen Diabas gangartig intrudiert wird, bildet aplitische, zuckerkörnige, doch ziemlich zähe Partien im Paragneis.“<sup>1)</sup>

Hiemit darf wenigstens für einen Muskovitgneis (Weißsteingneis) ein aplitischer Gesteinscharakter auch durch die Feldbeobachtung als festgestellt gelten.

Was den durch den Muskovitgneis von Schlegel setzenden, bei DÜLL angeführten Diabasgang anlangt, so ist dem genannten Autor „dieses Vorkommen eines Intrusivgesteins dadurch interessant, daß GÜMBEL's geologische Karte an jener Stelle Eklogit verzeichnet“.

Diese Bemerkung DÜLLS, aus der mir ein leiser Vorwurf gegen GÜMBEL zu klingen scheint, ist wichtig in Hinblick auf die von mir S. 171 zitierte Angabe GÜMBEL'S von der „Ersetzung des Weißsteingneises durch Eklogit“; zweifelsohne wurde der letztgenannte Autor zu dieser Bemerkung durch das von ihm als Eklogit angesehene Diabasvorkommen veranlaßt; es ist dieser Irrtum GÜMBEL'S nicht danach angetan, der merkwürdigen „Ersetzbarkeit von Weißsteingneis durch Eklogit“, die den Anschein erweckt, als verdankten diese zwei so verschiedenen Gesteinsarten einem und demselben Bildungsakt ihre Entstehung, Glaubwürdigkeit zu verleihen. Die Untersuchungen E. DÜLLS haben des ferneren eine zeitlich sehr getrennte Entstehung der beiden Gesteinsarten erwiesen.<sup>2)</sup> Nach diesem Autor sind nämlich die

<sup>1)</sup> Diese wichtige Angabe ist im Kleindruck gehalten ohne Hervorhebung des Wortes „aplitische“, wie es von mir vorgenommen wurde, und wurde deshalb von mir beim Studium der DÜLL'schen Abhandlung übersehen.

<sup>2)</sup> Für das Vorkommen von Schlegel ist dies ohne weiteres ersichtlich aus dem Umstand, daß der Diabas (GÜMBEL'S Eklogit) gangartig durch den Weißstein-(Muskovit-)Gneis setzt.

Eklogite samt den sie begleitenden und ersetzenden Amphiboliten Produkte der Metasomatose älterer Massengesteine, welche die vom (Münchberger) Granit durchbrochenen paläozoischen Schiefer unterlagert und durchsetzt hatten, im Kontakt mit ringsum einschließenden Granit, also im sauren Bad (l. c. S. 151).

Wo GÜMBEL wirklich eine derartige genetische Vergesellschaftung zu finden geglaubt hat — er gibt keinen genauen Ort an — kann sie nach all dem, was wir wissen, nur eine zufällige Nachbarschaft von zu Eklogit gewordenen Einschmelzungen mit aplitischen Intrusionen oder Spaltungsbezirken sein, wobei durch das die Schieferung bewirkende Druckphänomen beide Gesteinsarten ineinander verquält wurden.

## Anhang.

### Der Ortho-Chloritgneis von Lipperts.

Ein gewisses petrographisches Interesse beansprucht der Ortho-Chloritgneis von Lipperts, den mir Herr Bergamtsassessor Dr. ERNST KOHLER in gefälliger Weise zur mikroskopischen Untersuchung überließ. Dieses Interesse gründet sich vor allem auf die Tatsache, daß diese Gesteinsausbildung im Münchberger Gneisrevier sehr selten (anscheinend in dessen randlicheren Partien) aufzutreten pflegt, während sie aus dem Fichtelgebirge nicht bekannt ist. Des weiteren interessiert der Mineralbestand, in welchem besonders ein primäres Chloritmineral eine Rolle spielt, das mit Wahrscheinlichkeit schon GÜMBEL gekannt haben dürfte, der es als „ölgrünen Glimmer“ gemeinhin bezeichnete.

Die Frage nach der Herkunft des Gesteins kann mit voller Sicherheit nicht beantwortet werden. Es ist ein Orthogneis, also ein schiefriiges eruptives Gestein. Ob ein direkter Zusammenhang mit aplitischen Intrusionen vorliegt, wie bei den Orthomuskovitgneisen, ist wenig wahrscheinlich. Der ganze Mineralbestand spricht dagegen. Dr. E. KOHLER glaubt, das Gestein als eine randliche Ausbildungsform des unter hohem Druck kristallisierten und peripher schiefriig gewordenen Münchberger Granits ansehen zu dürfen; zu dieser Ansicht fühlt er sich durch das von ihm richtig erkannte primäre Chloritmineral verleitet, das er vergleichen möchte mit dem chloritischen ursprünglichen Bestandteil zentralalpiner, granitischer Massive. Ihm ist gerade das chloritische Mineral ein wichtiger Zeuge für den eruptiven Charakter des Münchberger Gneises.

Ohne im weiteren auf diese Fragen einzugehen, möge im folgenden ein Bild des mikroskopischen Aufbaus dieses interessanten Gesteins entworfen werden, wobei dem chloritischen Mineral besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden soll. Die beigefügte Dünnschliffzeichnung möge die Beschreibung unterstützen.

**Makroskopisch:** Weißes, feinkörniges Gestein von echtem Gneishabitus. Leicht spaltbar nach den Schieferungsflächen; auf diesen ist der Chlorit in zarten Häutchen und Blättchen, untermischt mit Muskovit, ausgebreitet.

Unter dem Mikroskop repräsentiert es sich als ein Gneis, an dessen Zusammensetzung sich als Hauptkomponenten beteiligen: Quarz und Feldspat (Orthoklas und Plagioklase), Muskovit, sehr wenig Biotit und das chloritische Mineral; als Nebengemengteil ist Epidot zu nennen, zu welchem sich noch die Übergemengteile Zirkon, Sillimanit, und ganz verschwindend wenig Erz gesellen. — Die lagenweise Anordnung der Hauptgemengteile in Schliften senkrecht zur Schieferung ist sehr charakteristisch entwickelt.

Die Hauptmenge unter den Mineralbestandteilen stellt der Quarz dar. Die buchtig ineinander verzahnten Körner bilden häufig einheitliche Züge (in Schlifflen  $\perp$  zur Schieferung), eingesäumt oder durchschnitten von Lagen von Muskovit oder Chlorit. (Vgl. Fig.) In anderen Zügen ist er mit Orthoklas oder Plagioklasen



Ortho-Chloritgneis von Lipperts bei Leupoldsgrün. Dünnschliffbild. Nicols gekreuzt.

q = Quarz. f = Orthoklas. e = Epidot. p (und im Bilde unten) = Plagioklase. m = Muskovit.  
c = primärer Chlorit. Tiefschwarzes Korn (rechts oben) = Erz.

Die Richtung der Schieferung wird durch die zügige Anordnung des Muskovits (m) und des Quarzes (q) angedeutet.

mosaikartig vergesellschaftet, wobei seine mittlere Korngröße geringer zu sein pflegt, als in den nur aus Quarz allein aufgebauten Lagen. Kataklaserscheinungen sind an ihm nur in geringem Maße bemerkbar. Als mineralische Einschlüsse führt er Fragmente von älteren Gemengteilen, Muskovit, Chlorit, Epidot, die bekannten Strahlenbüschel des Sillimanits und schlanke Prismen von Zirkon. Durchwegs stößt man auf zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen.<sup>1)</sup> Die Form der Einschlüsse ist bald tropfenförmig, bald rund, bald abgerundet drei- oder viereckig. In seltenen Fällen läßt sich eine hexagonale Umgrenzung des Hohlraums (negativer Quarzkristall) erkennen. Weniger häufig als Flüssigkeitseinschlüsse sind rundliche Gasinterpositionen.

Jünger als der Quarz ist der Feldspat, dem man sowohl in der Form des Orthoklases als auch des Plagioklases begegnet. Er tritt vor dem Quarz an Menge erheblich zurück und erreicht auch nie dessen mikroskopische Größe. Hinsichtlich der Einschlüsse verhält er sich — mit Ausnahme der mangelnden Flüssigkeitströpfchen — wie der Quarz, nur daß er diesen ebenfalls in Form abgerundeter

<sup>1)</sup> Es lassen sich darunter zweierlei Flüssigkeiten unterscheiden, solche welche die Wandungen des Hohlraums benetzen und diesen, mit Ausnahme der kleinen Libelle, ausfüllen und andere, deren Form und Anordnung deutlich ihre Abneigung gegen eine Benetzung zeigen. — Nur bei künstlicher Beleuchtung mit starke Wärme ausstrahlendem Auer-Glühlicht konnte ein zum Teil sehr lebhaftes Pendeln der Libellen wahrgenommen werden, die durch wechselnde Schiefe der Beleuchtung (und sonach auch der Erwärmung) veranlaßt werden konnten, ihre Bewegung in diesem oder jenem Teile des Hohlraums auszuführen.

Körnchen häufig einhüllt. Unter den Feldspaten herrscht der Orthoklas vor. Er bildet unregelmäßige Körner, häufig mit Quarz und den Plagioklasen verzahnt.

Fleckige, durch beginnende Zersetzung hervorgerufene Interferenzfarben, da und dort durch die Verwitterung schärfer hervortretende Spaltrisse, eine leichte Verglimmerung, sowie eine geringe Bestäubung mit Eisenoxyd sind an ihm noch zu erwähnen.

In den letzteren Eigenschaften stimmen mit ihm die Plagioklase überein. Ihre Bildungszeit ist anscheinend wenig von der des Orthoklases unterschieden; an Größe erreichen sie letzteren bei weitem nicht. Dieser Umstand und die meist enge Scharung der Albitwillingslamellen vereitelt eine genauere Bestimmung nach der FOUQUÉ'schen Methode. Es wurden daher die Auslöschungsschiefen im allgemeinen gemessen; am häufigsten fanden sich solche mit ca.  $5^{\circ}$  gegen die Albitwillingslamellen und solche von  $20^{\circ}$ . Die ersteren scheinen auf einen oligoklasverwandten Plagioklas zu deuten, die letzteren sind vielleicht auf dem Albit nahestehende Plagioklase zu beziehen.

Der Glimmer ist vor allem durch Muskovit, dann durch verschwindende Mengen von Biotit vertreten.

Der Muskovit, von großer Frische und farblos, durchzieht (senkrecht zur Schieferung betrachtet) das Gestein in mikroskopisch langgestreckten, schmalen, im Längsschnitt häufig bündelartig miteinander vergesellschafteten Lamellen (vgl. Abbildung, m). Da und dort ist er eng mit dem chloritischen Mineral benachbart, ohne jedoch mit diesem durch Übergänge verbunden zu sein.

Das meiste Interesse unter den Gesteinskomponenten erregt das primäre Chloritmineral, dessen grüne, elastische und glänzende Schüppchen und Blättchen, meist von Muskovit begleitet, auf den ersten Blick ein Glimmermineral vermuten lassen.

Auch mikroskopisch zeigt der Chlorit manche an grünen Biotit erinnernde Eigenschaften. Er ist ausgezeichnet durch eine grüne Färbung und durch einen kräftigen Pleochroismus von blaugrün, parallel den Spaltrissen, zu lichtbräunlich-gelb senkrecht hiezu. Er ist von großer Frische und zeigt eine wohlausgeprägte Spaltbarkeit, jedoch nicht ganz von der Vollkommenheit der sonst an Biotit zu beobachtenden. Demzufolge findet er sich auch nicht so häufig in dünnblättrigen, parallelen Zügen, wie der Muskovit (vgl. Abbildung, c.<sup>1)</sup> Die Lichtbrechung ist nur wenig höher als die des Muskovits, dessen nicht selten enge Nachbarschaft mit dem Chlorit — Lamelle an Lamelle — einen Vergleich hinsichtlich der Lichtbrechung gut zuläßt. Bei gekreuzten Nicols überrascht die recht geringe Doppelbrechung in allen Richtungen; die Interferenzfarbe ist das Lavendelgrau der I. Ordnung, das ganz seltsam zu den leuchtenden Interferenzfarben des benachbarten Muskovits kontrastiert. Die Auslöschung erfolgt gerade zu den Spaltrissen. Bei Betrachtung im konvergenten Licht erweist sich der optische Charakter des Chlorits — gemessen zur I. Bisektrix des kleinen Achsenwinkels und senkrecht zu einer Achse (nach der BECKE'schen Methode) — als positiv. Der optische Charakter des parallel zur Spaltungsrichtung schwingenden Strahls ist negativ, gegensätzlich also zum Zonencharakter der ihm benachbarten Muskovitblättchen. An Einschlüssen sind zu nennen Erz und Fragmente von fleckig (gelb und blau)

<sup>1)</sup> Bei (in gewöhnlichem Licht) scheinbar homogenen Blättchen ist die Auslöschung eine häufig huschende, was mit der Neigung der Lamellen zu einer versteckten leichtstrahligen Anordnung zusammenhängt. Eine sehr feine, mit der Spaltbarkeit parallel verlaufende Lamellierung scheint mir auf eine Zwillingbildung nach der Basis zurückzuführen zu sein.

interferierendem Epidot mit intensiven pleochroitischen Höfen. Pleochroitische Höfe zeigen sich im Chlorit auch da, wo er an größere Epidotkörner angrenzt.<sup>1)</sup> Das eingeschlossene Erz tritt in Körnchen- und Leistenform auf, es ist in leichte Umbildung zu Leukoxen oder zu Limonit begriffen. Auch die Erzkörnchen sind meist von einem pleochroitischen Saum umgeben.

Die vorstehend geschilderten Eigenschaften des grünen Minerals schließen meines Erachtens eine Bezeichnung als Glimmer (ölgrüner Glimmer GÜMBELS?) völlig aus. Gegen die Annahme eines Gliedes aus der Ottrelithgruppe spricht die zu geringe Lichtbrechung, sonach kann das grüne Mineral kaum anders als zur Gruppe der Chlorite, wie es von Anfang an durchgeführt, zugeteilt werden. Die Eigenschaften der Farbe, der Absorptionsunterschiede, der Licht- und Doppelbrechung ließen sich wohl auf Klinochlor beziehen. Freilich erheben sich gegen diese Auffassung Bedenken bei Erwägung der Ergebnisse einer chemischen Analyse, deren Ausführung Herr Landesgeologe A. SCHWAGER übernommen hat.

Was den Gang der Untersuchung betrifft, so mußte von einer Isolierung der fraglichen Mineralsubstanz wegen der Kleinheit der Blättchen und ihrer Vergesellschaftung mit Muskovit von vornherein abgesehen werden. So blieb nur der nicht einwandfreie Weg über, auf chemischem Wege das grüne Mineral von den übrigen Gesteinsbestandteilen zu trennen. Als Trennungsmittel diente konzentrierte Salzsäure, mit welcher eine feingepulverte Gesteinsprobe so lange gekocht wurde, bis die grünlich gefärbten Mineralteilchen verschwunden waren. Es blieb ein im ganzen weißes, muskovitreiches Pulver von Quarz und Feldspat zurück. Das Filtrat wurde mit fünfprozentiger Ätzkali-Natronkarbonatlösung in der Kochhitze behandelt, um die Kieselsäure zu bestimmen. Der übrige Gang der Analyse war der gewöhnliche; das Eisen wurde als Oxydul bestimmt. Die in Lösung gebrachte Substanz betrug 5,5% des angewandten Gesteinsmaterials.

Nach der Analyse setzt sich die fragliche Mineralsubstanz zusammen aus:

Kieselsäure . . . . .	32,53
Titansäure . . . . .	0,64
Tonerde . . . . .	28,99
Eisenoxydul . . . . .	18,48
Manganoxydul . . . . .	0,58
Magnesia . . . . .	6,64
Kalk . . . . .	1,13
Wasser . . . . .	10,97
	<hr/>
	99,96

Wie schon aus dem notwendigermaßen eingeschlagenen Weg der Analyse sich ergibt, vermag sie nicht den Anspruch auf absolute Genauigkeit zu erheben. Da neben dem grünen Mineral auch die anderen Gesteinsbestandteile, insbesondere der Plagioklas, die sehr geringen Mengen von Biotit, der Muskovit nicht ganz widerstandsfähig sich gegen kochende konzentrierte Salzsäure verhalten dürften. Immerhin aber gewährt dieser Versuch der Feststellung der Zusammensetzung unseres Minerals einigermaßen Aufschluß über die Natur desselben. Was die möglichen Fehler betrifft, so ist der Gehalt an Tonerde wahrscheinlich zu hoch, ein Teil derselben dürfte mit dem Kalk wohl auf mitgelöste Plagioklassubstanz zurückzuführen sein. Unerwartet gering ist der Prozentsatz an Magnesia, er darf im ganzen als richtig angenommen werden, da eine durch Mitlösung magnesiabaltiger Mineralien etwa herbeigeführte Mehrung an Magnesia durch den zum Teil mit aufgelösten Plagioklas etwas ausgeglichen wird. Die Zahlen für Kieselsäure und Wasser mögen in der reinen Substanz auch etwas höher sein.

Das Hauptgewicht bei der vorstehenden Analyse ist zweifellos auf den Gehalt an Magnesia zu legen. Er beträgt nur 6,64%, während der Klinochlor im Mittel

<sup>1)</sup> Pleochroitische Höfe um Epidot sind eine Seltenheit. In unserem Falle heben sie sich bei gekreuzten Nicols und bei 45°-Stellung der Lamellen des Wirtes in matten bläulichvioletten Licht aus der schwach aufgehellten Umgebung ab. Im Gegensatz zum negativen Charakter des parallel zur Spaltbarkeit schwingenden Strahls im Chlorit ist der gleichsinnig schwingende Strahl in den pleochroitischen Höfen positiv.

33% Magnesiumoxyd führt.<sup>1)</sup> Es läßt sich daher, auch nach Erwägung der möglichen Fehler, unmöglich aus der Analyse auf einen Klinochlor schließen, trotz aller hiefür sprechenden optischen Eigenschaften.

Was die Herkunft des Chlorits anlangt, so macht er unzweifelhaft den Eindruck eines ursprünglichen Gemengteiles. Weder mit dem Muskovit noch mit dem ungemein spärlichen Biotit, aus denen entstanden man ihn sich vorstellen könnte, läßt er sich in sichere Beziehung bringen. Für seine primäre Natur sprechen sein ganzer mikroskopischer Habitus, die vollkommene Frische des Muskovits, von dem er stets aufs schärfste abgesetzt ist, das Fehlen jeglicher sicherer Übergangserscheinungen zum Biotit, wobei gegen eine Entstehung des Chlorits aus diesem Mineral der außerordentlich geringe Gehalt des Chlorits an Magnesia anzuführen ist, für dessen Entschwinden aus dem Gestein bei der Pseudomorphosierung kein rechter Grund zu finden ist.

Die Zeit der Ausscheidung des Chlorits aus dem Magma fällt ziemlich mit der des Muskovits zusammen, gleich welchem er von den jüngeren Gemengteilen umhüllt wird.

Nur in ganz untergeordneter Weise beteiligt sich der Biotit am Gesteinsaufbau. Er bildet kleine, da und dort in das Quarz-Feldspatmosaik eingeklemmte, allotriomorphe Fläserchen von bräunlicher Farbe, mit einem Stich ins Grünliche, wohl eine Folge gerade beginnender Umbildung. Auch die Interferenzfarben erreichen nicht stets die normale Höhe. Absorption: Parallel zur Spaltbarkeit dunkelbraun, senkrecht hiezu lichtgelbbraun; optisch einachsige. Übergänge zwischen ihm und dem primären Chlorit sind nirgends wahrnehmbar.

Als charakteristischer Nebengemengteil des Gesteins findet sich der Epidot. Man begegnet ihm in nicht gerade häufigen Körnchen von einer Größe von 2 mm bis zur mikroskopischen Kleinheit in den schon erwähnten Einschlüssen im primären Chlorit. Von vollkommener Frische, ist er meist farblos; nur kleine Fragmente und manche der letztgenannten Einschlüsse zeigen eine bräunlich-gelbe Färbung. An einer Stelle nur fand ich ihn kristallographisch begrenzt (vgl. Abbildung, e). Die größeren Körnchen sind nach der Querachse ausgestreckt in der Schieferungsrichtung im Gestein eingebettet, die kleineren zeigen sich als unregelmäßige Körnchen und Trümmerchen in diesem verstreut. Die Spaltbarkeit nach der Basis drückt sich durch scharfe, mitunter enggescharte Risse aus, die in den längeren Gebilden, augenscheinlich eine Druckwirkung, von spärlichen Rissen durchquert werden. — Die Achsenebene ist senkrecht zur Quererstreckung und Spaltbarkeit, der in jener Richtung schwingende Strahl ist positiv ( $b = \bar{b}$ ). In Schnitten parallel zur optischen Achsenebene, wozu auch annähernd der in der Abbildung wiedergegebene Kristallschnitt gehört, leuchtet er in den für ihn charakteristischen blauen und gelben Interferenzfarben auf;<sup>2)</sup> senkrecht zu einer der stark dispergierten Achsen zeigt er indigoblaue Farbtöne. — Wo der Epidot an den primären Chlorit angrenzt

<sup>1)</sup> Aus G. TSCHERMAK, Die Chloritgruppe (II. Teil). Sitz.-Ber. d. K. K. Ak. d. Wiss. Wien 1891.

<sup>2)</sup> In der Abbildung (S. 178) deutet das dunkle schattenartige Band rings um den Kristall die Zone der blauen Interferenzfarbe an; das Innere des Kristalls interferiert in zitronengelber Farbe. Die Auslöschung ist eine huschende, von den Kristallrändern gleichzeitig gegen das Innere vorschreitende, was seinen Grund haben mag in einer von innen nach außen sich ändernden chemischen Zusammensetzung. — Der Kristall zeigt ferner einen Anwachsstreifen jenseits des dunklen Bandes, der wie der Kern interferiert, jedoch keine huschende Auslöschung zeigt.

(wie in der Abbildung), finden sich die schon früher erwähnten Erscheinungen pleochroitischer Höfe im Chlorit.

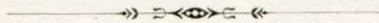
Mit der Angabe der schon zum Teil im Laufe der Beschreibung erwähnten sehr spärlichen Zirkonkriställchen, der ebenso seltenen Sillimanitstrahlenbüschel in den jüngeren Gemengteilen und des im ganzen spärlichen Titaneisenerzes, meist im Chlorit eingeschlossen, ist die mineralische Zusammensetzung des Orthochloritgneises von Lipperts ergänzt.<sup>1)</sup>

Es läßt sich an unserem Gestein, seinem Charakter als Orthogneis oder schieferigem Eruptivgestein entsprechend, eine deutliche Reihenfolge der Bildung der Gemengteile wahrnehmen, die sich folgendermaßen gestaltet: Zirkon und Erz — Epidot — Muskovit, primärer Chlorit und Biotit — Sillimanit — Quarz — Feldspat.

In der Ausscheidung des Feldspats nach dem Quarz stimmt der Orthochloritgneis von Lipperts mit den aplitischen Orthomuskovitgneisen, wie sie schon beschrieben wurden, überein.

Die Frage, in welcher Beziehung der Orthochloritgneis zum Münchberger Gneiskomplex steht, wäre am einfachsten mit der eingangs erwähnten Ansicht von Dr. E. KOHLER zu beantworten, wonach der Orthochloritgneis eine randliche Ausbildung des Münchberger Gneiskomplexes sei. Es müßte aber doch noch dieses Gestein an anderen Orten der Münchberger Partie entdeckt werden, in einer dem Studium zugänglichen Vergesellschaftung mit dem Münchberger Gneis. Wie ich nach Schluß des Vorstehenden erfahre, hat Herr Landesgeologe Dr. F. W. PFAFF einen mit unserem Gestein in vieler Hinsicht ähnlichen Chloritgneis bei Gefrees gefunden, also ebenfalls in der Peripherie der Münchberger Gneislinse, aus der auch der Orthochloritgneis von Lipperts stammt.

<sup>1)</sup> Ein Mineral, das man mit Recht vermuten könnte, fehlt anscheinend ganz, nämlich der Granat.



# Beobachtungen an kristallinen Schiefen des Fichtelgebirges.

Von

Dr. F. W. Pfaff.

Südwestlich vom Großen Waldstein im Fichtelgebirge finden sich in der Reut größere Granitmassen. Getrennt sind sie vom Granitstock des Großen Waldsteines auf eine Entfernung von ungefähr 3—4 Kilometer durch Cambrium, Fleckphyllit und Glimmerschiefer. Auf der Südostseite des Glimmerschiefers tritt beim Höllholz, bei den Hühnerhöfen und bei Ruppertsgrün wieder Granit zu Tage, so daß es erlaubt erscheint, die Reut als Fortsetzung des Großen Waldstein-Granitstockes zu betrachten.

An die Reut, die die nordwestliche Abdachung des Wetzsteines bildet, legen sich nach Südwest zu phyllitische Gesteine, die als Fleckphyllit bezeichnet sind, an, an den Cambrium, Silur und Amphibolite anstoßen.

Nahe Grünhügel finden sich nicht zu selten granatführende Gesteine und Schiefer, auf welche bei Grünstein Augengneise folgen. Bodenkultur und Verwitterung haben hier eine genaue Einsicht in die Gesteins- und Schichtenfolge verwischt. Da nahe der Entenmühle an der Ölsnitz ähnliche Granatgesteine vorkommen und die Löbnitz und Ölsnitz in ihrem stark eingengagtem Bette bessere Aufschlüsse bieten, so schien es mir der Mühe wert, womöglich Schritt für Schritt, soweit es eben die Aufschlüsse erlaubten, die Gesteinsfolge sowohl in der Richtung längs des Bachsufers von Nordost nach Südwest, als auch senkrecht dazu genauer zu studieren, um vorkommende Veränderungen in der Mineralführung und der Struktur der Gesteine sowohl makro- wie mikroskopisch finden zu können.

a) Ein größerer brauchbarer Aufschluß findet sich südwestlich Gefrees am Nordabhang des Löbnitzgrundes nahe der Kastenmühle. Zuoberst an dem kleinen Wäldchen steht ein ziemlich dichtes, wenig geschichtetes Gestein an, das, da es in einem ausgesprochenen Gneisgebiet sich befindet, dem äußeren Ansehen nach etwa zu einem Hornblendegneis gestellt werden dürfte. Die Korngröße erreicht Erbsengröße und mit bloßem Auge läßt sich neben Hornblende nur Quarz, Glimmer und seltener Feldspat erkennen.

Das Mikroskop zeigt, daß das Gestein zusammengesetzt ist aus Amphibol, Quarz, Feldspat, Epidot, Granat und etwas Glimmer, und daß fast die Hauptmasse des ganzen Gesteins der Amphibol bildet. Ziemlich stark pleochroitisch (dunkelgrün ll c, hellgelb bis fast farblos l b und a) liegt dieser fast ohne jede idiomorphe Begrenzung als gelppte, zerfressene Masse im Gestein. Nach allen Richtungen wird er von den anderen Bestandteilen durchdrungen, so daß einheitliche größere Individuen fast nicht zu sehen sind. Selbstverständlich schließt er dann alle anderen

Componenten ein, bei denen aber infolge seiner unregelmäßigen Gestalt nicht zu sagen ist, ob sie wirklich Einschlüsse oder nur als Querschnitte einer Verästelung zu betrachten sind, da sie selbst eine ähnliche Gestaltung wie die Hornblende besitzen. Kleinere Körner zeigen manchmal aber sehr selten prismatische Begrenzung. Sonst sind Mikrolithe und etwas Eisenerz nicht zu häufig in ihm zu finden.

Fast dieselbe äußere Begrenzung ist beim Quarz zu sehen, dagegen bleibt er in seinen Dimensionen hinter dem Amphibol zurück. Größere einheitliche Körner sind selten, gewöhnlich gruppieren sich mehrere zu einer größeren Masse zusammen, die dann aber fast immer verzahnt und gelappt ineinander eingreifen und im polarisierten Lichte stets verschieden gelagerte optische Achsen erkennen lassen. Deutlich undulöse Auslöschung ist weniger häufig an den Körnern zu sehen, doch zeigt das lichtempfindliche Gipsblättchen im polarisierten Lichte, daß sie nicht frei sind von inneren Spannungen oder Dichtigkeitsunterschieden. Trübungen von staubartigen nicht mehr erkennbaren Einschlüssen sind in ihm häufig.

Als dritter Bestandteil, der Menge nach, tritt der Feldspat auf. In Bezug auf seine äußere Umgrenzung gilt das gleiche wie bei den schon erwähnten Mineralien. Mikropegmatitische Verwachsung mit Quarz ist nicht zu selten, im übrigen wird auch seine Form von den übrigen Mineralien bestimmt, wie auch er die der andern wieder beeinflusst. Neben Orthoklas findet sich Mikroklin und dann, nach der Auslöschungsschiefe im Maximum von 9°, gemessen an der symmetrischen Auslöschung von Zwillingslamellen, zu urteilen, ein etwa dem Oligoklas zuzurechnendes Mineral. Im Orthoklas zeigen sich häufig feine, stellenweise  $\perp$  den Spaltungsrichtungen eingestreute glimmerähnliche Umbildungen und Trübungen, die denen beim Quarz erwähnten sehr ähnlich sind.

Der Epidot bildet von sämtlichen Bestandteilen jenen, der noch die beste idiomorphe Begrenzung hat, doch sind auch seine Umrisse häufig durch die Nebenmineralien gestört. Er ist ein nicht stark verbreiteter Bestandteil, doch ein konstanter Begleiter dieser Gesteinsschichte. In seinen Dimensionen und seiner Menge bleibt er ziemlich weit hinter den bis jetzt angeführten Mineralien zurück. An Einschlüssen führt er nicht zu selten Quarz, der manchmal in wohl ausgebildeten hexagonalen Umrisen im Dünnschliff erscheint. Am besten idiomorph jedoch ist er als Einschluß im Amphibol zu finden.

Granat kommt nur in kleinen unregelmäßig geformten Körnern, häufig anisotropes Verhalten zeigend, vor.

Der Glimmer ist ein ganz untergeordneter Bestandteil, neben seinem Vorkommen als Neubildung im Feldspat findet er sich in kleinen farblosen Schüppchen zwischen den anderen Mineralien.

b) Wenig unterhalb des eben beschriebenen Gesteines findet sich eine ähnliche Art, die hauptsächlich durch ihr feineres, gleichmäßigeres Korn auffällt. Stellenweise wird sie von hellen Adern durchzogen. Auch hier erkennt das bloße Auge Hornblende, Quarz und Feldspat.

Unter dem Mikroskop zeigt dieses Gestein fast dasselbe Bild wie das schon Beschriebene; die Zusammensetzung bleibt bestehen, ebenso Struktur und Erhaltungszustand der Bestandteile. Bemerkenswert erscheint jedoch, daß das Epidotmineral besser idiomorph ausgebildet ist und an Menge zunimmt. Es ließ sich daher, als wahrscheinlich zum Klinozoisit gehörig, bestimmen.

Des weiteren zeigt sich, daß der Granat fast vollständig zurücktritt und daß als seltener accessorischer Bestandteil Titanit hinzukommt.

Die hellen Adern des Gesteines scheinen auf den ersten Blick aus Quarz zu bestehen, nur fällt sofort auf, daß an verschiedenen Stellen sich aus ihnen eine durch Verwitterung entstandene weiße lockere Masse heraushebt. Das Mikroskop lehrt nun auch, daß sie aus einem innigen Gemenge von Feldspat und Quarz im allotrimorpher Ausbildung zusammengesetzt sind. Mancherorts reichert sich das eine oder andere Mineral stärker an, so daß manchmal Teile gefunden werden, die nur aus Feldspat (Orthoklas) oder nur aus Quarz bestehen.

c) Diese Gesteinsart bleibt bestehen bis ungefähr 0,8 m unter der eben beschriebenen, hier ändert sie sich etwas und die Färbung wird etwas lichter. Scheinbar tritt der Amphibol zurück und die hellen Mineralien gewinnen an Menge. Das unbewaffnete Auge erkennt Hornblende, Quarz und Feldspat.

Auch im Dünnschliff machen sich nur sehr geringfügige Änderungen bemerkbar. Die Zusammensetzung ist Hornblende, Quarz, Feldspat, Epidot und etwas Granat. Bemerkenswert mag noch werden, daß der Epidot sich häufig in rundlichen oder ovalen Einschlüssen in der Hornblende befindet. Glimmer fehlt diesem Gestein fast vollständig.

d) Etwa 30 cm tiefer nimmt das Gestein eine deutliche Schieferung an. Die Hauptzusammensetzung bleibt bestehen, nur tritt eine immerhin beträchtliche Menge eines hellen Glimmers hinzu. Dann und wann machen sich auf den Schieferungsflächen „Augen“ bemerkbar.

Fast dasselbe Bild erscheint auch wieder unter dem Mikroskop. Die Gesteinszusammensetzung bleibt aus Hornblende, Quarz, Orthoklas mit sehr wenig Plagioklas bestehen, Epidot und Granat zeigen dieselbe Struktur und ähnliche Mengen. Dagegen tritt ein heller und dunkler Glimmer als verbreiteterer Gemengteil hinzu. War in den drei letzten Gesteinsarten der Feldspat mehr oder weniger in gleich großen Körnern vorhanden, so erscheint er hier in größeren und kleineren Dimensionen, sozusagen als Einsprengling und in der Grundmasse, als Einsprengling jedoch nur in Gestalt des Orthoklases. Die Form bleibt jedoch bestehen und ist auch hier meist stark verlappt und verzahnt.

e) Ungefähr  $\frac{1}{2}$  m tiefer macht sich anscheinend ein anderes Gestein bemerkbar. Es besitzt ein feineres Gefüge, hat dunklere Färbung, zeigt aber weniger deutliche Schieferung. Mit bloßem Auge kann nur Hornblende und Glimmer erkannt werden.

Das Mikroskop läßt jedoch erkennen, daß dasselbe Gestein auch hier noch ansteht, die Zusammensetzung ist, was die Mineralarten betrifft, die gleiche, nur gewinnt der Glimmer (Biotit) etwas an Verbreitung.

f) Annähernd 40 cm unter dem eben beschriebenen folgt ein Gestein, das sich durch größeres Korn und hellere Färbung von jenem abhebt und den Gedanken einer anderen Zusammensetzung erweckt.

Unter dem Mikroskop ist ersichtlich, daß die Gesteinsstruktur und die Ausbildung der einzelnen Mineralien die gleiche bleibt, auch hier besteht die stark verzahnte und verlappte Ausbildung der einzelnen Mineralien im Großen und Ganzen fort, dagegen wird die Mineralführung etwas anders.

Quarz, Feldspat und Hornblende sind ungefähr in gleicher Verbreitung vorhanden. Dagegen nimmt der Epidot im Verhältnis zu den höher liegenden Gesteinslagen bedeutend an Menge zu. Dasselbe gilt vom dunklen Glimmer, der auch in weit größeren Blättchen zu finden ist; heller Glimmer dagegen ist nur ganz untergeordnet vorhanden. Granat tritt stark zurück, etwas Titanit und seltene Apatit-

nädelchen erscheinen im Gesichtsfeld. Im Quarz tritt manchmal ein kleiner Spinell in gut ausgebildeten Oktaederchen auf, ebenso enthält er in einigen Körnern kleine rundliche undurchsichtige Gebilde, die ihrem Aussehen nach an eine kohlige Substanz erinnern.

g) Ungefähr 45 cm weiter im Liegenden steht ein hartes, ziemlich gut geschichtetes Gestein an, das für das bloße Auge hauptsächlich aus Hornblende zu bestehen scheint. Hellere Schichten durchziehen es. Glimmer ist leicht, dagegen Feldspat ohne Hilfsmittel kaum zu erkennen. Die Korngröße geht kaum über 1,5 mm Durchmesser hinaus, die Frische des Gesteines ist noch sehr gut.

Auch im Dünnschliff macht sich sofort das starke Überwiegen der Hornblende bemerkbar, ebenso aber auch die verhältnismäßig reiche Epidotführung. Quarz nimmt an Menge stark ab, Feldspat noch mehr, dagegen macht sich hier wieder der Glimmer ziemlich breit. Unter den Feldspäten ist hauptsächlich Orthoklas vertreten, während von den anderen Feldspäten bei ihrer geringen Menge nur gesagt werden kann, daß sie, nach der kleinen Auslöschungsschiefe zu schließen, einem dem Oligoklas nahestehendem Mineral angehören. Unter dem Glimmer ist nur der Biotit vorhanden, der sich zwischen die anderen Mineralien einzwängt und in sie eindringt, von diesen aber auch selbst wieder durchdrungen wird. Titaneisen ist in geringer Menge vorhanden, dagegen fehlt Granat.

h) Diese Schichtenlage hat ungefähr eine Mächtigkeit von 1 m, ohne daß sich in ihr irgend eine Änderung am anstehenden Gestein bemerken ließe. Da auch eine Lupe kein anderes Bild an kleinen Proben zeigte, wurde erst in der angegebenen 1 m tieferen Schicht, die sich durch feineres Korn von dem Hangenden abhebt, ein Handstück geschlagen. Ein frischer Querbruch läßt Hornblende, Feldspat etwas Quarz sowie einige Granatkörner erkennen. Das Gestein selbst hat eine hellgrünliche Färbung und erinnert an Eklogit.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich zusammengesetzt aus Hornblende, Quarz, Feldspat (Orthoklas und Plagioklas, ein dem Andesin wahrscheinlich zuzurechnendes, doch bei dem Erhaltungszustand nicht näher bestimmbares Mineral), Epidot, etwas Granat und seltenen Glimmer sowie einzelnen opaken Erzteilchen. Die Struktur ist ausgesprochen richtungslos körnig, wogegen die Ausbildung der einzelnen Mineralien mit der des hangenden Gesteines übereinstimmt.

i) 10 cm tiefer steht ein Gestein an, das seinem äußeren Ansehen nach dem beschriebenen hangenden Gestein sehr ähnlich sieht. Im Korn ist es jedoch etwas größer und Granat ist keiner zu erblicken, auch auf dem Querbruch ist es etwas dunkler. Im Dünnschliff erscheint dieselbe Mineralzusammensetzung, nur ändert sich etwas das Mengenverhältnis. Epidot tritt merklich zurück, dagegen häuft sich der Granat etwas, jedoch nur in mikroskopisch kleinen allotrimorphen Individuen. Ebenso vermindert sich Feldspat und Quarz, so daß die Hauptmasse des Gesteines, etwa drei Viertel, aus Hornblende besteht.

k) Ungefähr 35 cm unter diesem findet sich zwar noch ein ähnliches, jedoch bedeutend dunkleres Gestein, bei dem für das unbewaffnete Auge aus einer dunkelgrünen Masse, bestehend aus Hornblende, nur einzelne hellere Punkte sich herausheben.

Unter dem Mikroskop läßt sich jedoch keine Änderung sowohl in der Menge der Bestandteile als auch in der Zusammensetzung selbst erkennen, so daß das scheinbar andere Bild, das dieses Gestein dem bloßen Auge bietet, nur auf den verschiedenen Erhaltungszustand zurückgeführt werden muß.

l) Etwa 50 cm unter letzterem Gestein steht ein bedeutend grobkörnigeres an, das durch seine Schichtung sofort auffällt. Hellere Lagen wechseln ab mit solchen, in denen fast nur Hornblende zu liegen scheint, und stellenweise zeigen sich auch kleine Linsen.

m) Etwa 35 cm tiefer trifft man ein ziemlich grobkörniges Gestein, in dem sich sofort Hornblende, Quarz, Feldspat und etwas Glimmer erkennen lassen.

Unter dem Mikroskop erscheint fast dasselbe Bild wie bei dem vorhergehenden Gestein. Dieselbe Mineralkombination, Hornblende, Quarz, Feldspat, Epidot und Glimmer, findet sich wieder, dazu kommt in ziemlich starker Verbreitung Chlorit, Granat fehlt. Von Feldspäten ist neben Orthoklas ein dem Oligoklas zuzurechnender Plagioklas vorhanden. Die Struktur des Gesteines ändert sich nicht, auch hier sind die am besten idiomorphen Epidotindividuen als Einschluß in der Hornblende zu finden. Bemerkenswert erscheint vielleicht noch das garbenähnliche Eindringen des Chlorites in den Amphibol.

n) Das Liegende des Aufschlusses bildet ein ebenso grobkörniges Gestein wie das letztbeschriebene. Auch hier erkennt das Auge Hornblende, Quarz, Feldspat und seltener sehr kleine Granatkörnchen. Hin und wieder treten in ihm kleine Quarzschmitzen auf, die sich durch ihr feinkörniges Gefüge auszeichnen. Die Zusammensetzung dieses Gesteins stimmt mit dem letzten vollständig überein, nur mit der Ausnahme, daß Glimmer verschwindet und wieder etwas Granat erscheint. In den Mengenverhältnissen tritt nur eine stärkere Verbreitung des Epidotes hervor, die sich besonders in einzelnen Lagen bemerkbar macht. Überhaupt erscheint das Gestein, auch unter dem Mikroskop, sehr deutlich geschichtet, was sich durch die Schichtung feinkörnigeren und gröberer Materials kundgibt. Mit diesem Gestein schließt hier dieser Aufschluß.

Eine kleine Strecke flußabwärts steht an der Biegung des Abhanges ein Gestein an, das schwach geschichtet erscheint und in dem sich Hornblende, Quarz, Feldspat, Granat und etwas Glimmer mit unbewaffnetem Auge noch erkennen lassen.

Mikroskopisch schließt es sich eng an die Gesteine vom Kastenmühler Aufschluß an, wenn es auch einige immerhin bemerkenswerte Abweichungen hat. Die Mineralkombination von Hornblende, Quarz, Feldspat, Glimmer, Granat bleibt bestehen, während Epidot fehlt. Auffallend ist, daß die Hornblende manchmal deutlich idiomorph begrenzt ist, was hauptsächlich in Durchschnitten, die senkrecht zu den Prismen gehen, ersichtlich wird. Andere Schnitte zeigen eine sehr stark gelappte Begrenzung. Sie ist reich an Einschlüssen und führt hier hauptsächlich Quarz, seltener Granat. Quarz, Feldspat und Glimmer sind allotrimorph, Granat nicht zu selten gut idiomorph, daneben aber häufig wie zersprengt und die Sprungrisse von Quarz wieder verkittet. Neben Orthoklas und Mikroklin findet sich seltener ein Oligoklas. Vom Glimmer erscheint nur der Muskovit.

Oberhalb der Ruine Grünstein steht an der scharfen Talbiegung am rechten Flußufer ein Gestein an, das ziemlich grobkörnig ist. Hornblende tritt weniger deutlich hervor, dagegen lassen sich größere Feldspäte erkennen. Einige stärkere Quarzlagen geben ihm ein geschichtetes Aussehen.

Im Dünnschliff zeigt es ein etwas anderes Bild. Es besteht aus Quarz, Hornblende, Feldspat, zweierlei Glimmer, Hypersthen, Epidot, Granat und etwas Eisenerz. Die Ausbildung der Mineralien selbst stimmt mit jener von dem Aufschluß der Kastenmühle vollständig überein, so daß hier keine Wiederholung nötig erscheint. Neben dem Orthoklas kommt, soweit es die symmetrische Auslöschung an den

Zwillinglamellen bestimmen läßt, ein Oligoklas vor, von Glimmer findet sich Biotit und Muskovit. Der Hypersthen erscheint in länglichen, fast farblosen hellen Durchschnitten, die durch den hin und wieder zu beobachtenden Achsenaustritt charakteristisch sind. Eigenartig vielleicht wäre noch für dieses Gestein, daß die Granaten häufig einen von Quarz gebildeten Kern haben.

Bis zur großen Talbiegung nach Südost, etwa  $\frac{1}{2}$  km unterhalb des eben erwähnten Ortes, war kein guter Aufschluß mehr zu finden. Gesteine, die am Abhange lagen, zeigten nur, daß ein augengneisähnliches Gestein hier anstehen könnte. Erst vor der starken Umbiegung findet sich wieder ein frisches, anstehendes Gestein. Dieses ist sehr gut geschiefert und erscheint als echter Gneis. Außer Glimmer ist für das bloße Auge nichts weiter zu erkennen, nur fallen hellere, etwa  $\frac{1}{2}$ —1 mm starke Lagen auf; seine Farbe ist auf frischem Bruch hellgrau.

Das mikroskopische Bild dieses Gesteins ist im Vergleich mit den schon beschriebenen etwas anders. Die Zusammensetzung ist: Quarz, Glimmer, Chlorit, etwas Feldspat, Granat und Eisenerz. Es ist deutlich geschichtet. Die Struktur ist ausgesprochen feinkörnig. Die Quarzkörner sind stark verzahnt und verlappt und zeigen wenig verschiedene Größen, besonders wenn man die einzelnen Schichten für sich betrachtet. Der Glimmer erscheint als Muskovit und Biotit in Schüppchen, ebenso der Chlorit. Der Granat findet sich seltener mit idiomorpher Begrenzung, meistens in stark zersprengter Körnerform.

Nun folgen talabwärts zunächst Gesteine, die auf dem jenseitigen Ufer besser aufgeschlossen sind und mit Geröllgneisen die größte Ähnlichkeit haben. Sie sollen später beschrieben werden. Unter diesem steht an der starken Einschnürung der nach Süden gerichteten „Halbinsel“ eine Gesteinsart an, die mit der unter e beschriebenen an der Kastenmühle die größte Ähnlichkeit hat. Feinkörnig und deutlich geschichtet lassen sich so noch Hornblende, etwas Feldspat, Glimmer und Quarz erkennen. Unter dem Mikroskop erscheint auch hier wieder die bei dem oben genannten Orte erwähnte Mineralzusammensetzung von Quarz, Hornblende, Granat, Biotit, Epidot und Feldspat und als neuer Begleiter Chlorit. Zum Unterschiede von jenem ist der Feldspat viel stärker entwickelt und neben Orthoklas findet sich ein Oligoklas. Im übrigen stimmt es mit dem Kastenmühler überein. Von hier wendet sich das Tal etwas und verläuft in südöstlicher Richtung. Vegetation bedeckt das nächstliegende Gelände des Abhangs und es treten erst in ungefähr 50 m Entfernung größere Felsmassen zu Tage. In ihrem ganzen Aussehen erinnern sie sofort an die Kastenmühler Gesteine, besonders an das tiefste unter m beschriebene. Auch hier finden sich hornblendereichere Lagen mit hauptsächlich Quarz und Feldspat führenden in vielfacher Wiederholung. Auch die Größe der Körner wechselt mit den verschiedenen Schichten, während Granat auch hier für das bloße Auge unsichtbar ist. Eine wesentliche Änderung in der Mineralführung macht sich nicht bemerkbar, dieselbe Zusammensetzung bleibt bestehen, nur gewinnt der Quarz und Epidot an Verbreitung; neben dem Orthoklas findet sich ein zum Oligoklasalbit zu stellender Plagioklas. Als accessorische Bestandteile kommen noch Rutil, Apatit in feinen Nadelchen, Eisenglanz und etwas Pyrit hinzu. Der Epidot zeigt Zwillingbildung nach 100 ( $\infty P \infty$ ).

Das Gestein ist deutlich geschichtet, was sich auch unter dem Mikroskop durch die Anreicherung der Hornblende in Lagen erkennen läßt. Die Hornblende hat aber auch hierin ihre zerlappte und verzahnte Form ohne eigentliche Streckung in der Richtung der Schichtung. Seine Gesamtzusammensetzung ist: Quarz,

Hornblende, Epidot, Feldspat, Chlorit, Glimmer, Granat, Rutil, Apatit, Eisenglanz und Pyrit.

Eine kurze Strecke flußabwärts steht, ziemlich stark von Strauchwerk verdeckt, eine kleine Felsenkuppe an, die schon für das bloße Auge ein anderes Aussehen bietet. Stark geschiefert und glimmerreich mit nicht zu seltenen „Linsen“ macht sie den Eindruck einer gewöhnlichen noch ziemlich frischen Hornblende-Gneises. Das Mikroskop lehrt eine ärmere Zusammensetzung bestehend aus Quarz, Hornblende, Orthoklas, Oligoklas, etwas Epidot und hellen Glimmer. Die im Gestein befindlichen Linsen bestehen öfters aus Orthoklas, manchmal aber auch aus einem Gemisch von diesem Mineral und Quarz. Eingehüllt werden sie häufig von einem dünnen Glimmerüberzug.

Nicht weit davon entfernt folgt in derselben Richtung und zwar in der südlichen Spitze der stark abgeschnürten „Halbinsel“, ein Gestein, das jenem unter n beschriebenen sehr ähnlich ist, doch sich von diesem durch seine starke Granatführung abhebt. Schwach geschiefert, läßt es Hornblende, Glimmer, Quarz, Feldspat und Granat, der bis zu Erbsengröße erreicht, erkennen.

Ebenso wie sein mikroskopisches Aussehen ist auch das mikroskopische Bild nicht verschieden von jenem unter n beschriebenen der Kastenmühle, so daß darüber nichts weiter hier erwähnt zu werden braucht.

Wenige Meter von diesem Gestein entfernt steht ein wie es scheint etwas verwitterteres Gestein an, das im frischen Bruch sofort durch seine großen Glimmerblättchen auffällt. Hornblende ist nicht zu sehen, einzelne Linsen zeigen sich auch hier. Granat erscheint in kleinen wohlausgebildeten Rhombendodekaëdern.

Im Schriff senkrecht zur Schieferung macht sich sofort der frische Erhaltungszustand, im Gegensatz zum makroskopischen Bild, bemerkbar, ferner, daß es nur aus einzelnen linsenartigen Gebilden zusammengesetzt ist. Diese länglichen, auf beiden Seiten spitz auslaufenden Linsen lagern sich den „Wellenbildungen“ im Wellenkalk vergleichbar eng aneinander, nur von einer dünnen Glimmerlage voneinander getrennt. Die Mineralführung dieses Gesteins ist Quarz, heller und dunkler Glimmer, Granat, Epidot und Feldspat.

Auf der Westseite der „Halbinsel“ sind Aufschlüsse kaum mehr vorhanden. Ein Gestein aus der Mitte dieser Seite genommen, zeigt Übereinstimmung mit den östlich davon anstehenden, ebenso ein kurz vor der Einmündung der Ölsnitz in die Leibnitz geschlagenes. Auch bei diesem bleibt Struktur und Mineralführung wie bei jenen bestehen, nur wäre zu bemerken, daß in den beiden letzten Gesteinen Sillimanit stellenweise vorkommt.

Das gegenüberliegende Ufer der Leibnitz bietet zwar einige Aufschlüsse, doch konnte an diesen Gesteinen nichts Neues beobachtet werden, besonders da ein zusammenhängendes Profil nicht vorliegt.

Sieht man von kleineren Biegungen ab, so bildet der unterste Teil der Ölsnitz bevor sie in den Leibnitz einmündet, mit der nächsten ungefähr 1 km langen Laufstrecke eine von Nord nach Süd gerichtete Linie. Hier treten wieder an mehreren Stellen Felsmassen zu Tage, so daß es interessant erscheint, diese mit den schon beschriebenen zu vergleichen. An der Stelle, an der die Ölsnitz vor der Einmündung des mehrfach genannten anderen Baches die Biegung nach Westen macht, steht auf deren rechtem Ufer ein Gestein an, das so ziemlich sich dem schon Beschriebenen anreihet. Seine Bestandteile sind Quarz, Feldspat, Hornblende, Biotit,

Epidot, Granat und Chlorit. Eigenartig ist, daß die dunklen Mineralien so stark hinter den ungefärbten zurückstehen.

Interessant wegen der bei der Entstehung des Gesteines herrschenden Verhältnisse erscheint vielleicht die Ausbildung einiger Granaten erwähnt zu werden, die darin besteht, daß ein Granatkorn von einem wohlausgebildeten Quarzkristall umgeben ist, der wieder von Granat umhüllt wird.

Die nächsten 300 m abwärts sind die Aufschlüsse schlecht und wo Gestein zu Tage tritt, ändert sich der Gesteinscharakter, soweit wenigstens das unbewaffnete Auge dies erkennen läßt, kaum. Erst bei der angegebenen Entfernung tritt scheinbar ein Wechsel ein. Das hier anstehende Gestein ist feinkörnig, ziemlich stark glimmerführend und schuppig ausgebildet, in dem stellenweise dunklere und hellere Schichten liegen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß das Gestein eine ziemlich wechselnde Zusammensetzung hat, und daß Schiffe, von verschiedenen Stellen eines Handstückes geschlagen, ein anderes Bild geben. Sehr feinkörnige Lagen wechseln mit gröberkörnigen und die Lagerung der Glimmer läßt auf verschiedene Bewegungsvorgänge im Gestein schließen. Die Mineralzusammensetzung im Ganzen ist: Quarz, Glimmer, Eisenerz, Hornblende, Epidot, Feldspat, Granat und etwas Chlorit. Nun unterscheiden sich die verschiedenen Lagen so, daß in den einen die Kombination Granat und Epidot ohne Hornblende und in den anderen Hornblende ohne Granat und Epidot sich findet. Diese Gesteinsschichten keilen stellenweise aus, oder vermischen sich so innig, daß wieder in einem Schriff die vollständige Mineralführung zu beobachten ist. Ob diese verschiedenen Lagen allmählich ineinander übergehen, oder ob sie voneinander scharf abgesetzt sind, läßt die ziemlich fortgeschrittene Verwitterung und sein lockeres Gefüge zu erkennen leider nicht mehr zu.

Ein kurze Strecke unterhalb findet sich ein schon für das bloße Auge auffälliges Gestein. Gut geschichtet, wechseln in diesem Glimmerlagen mit helleren Lagen ab, in denen jedoch der Feinkörnigkeit halber die Gemengteile nicht mehr ohne Hilfsmittel erkannt werden können.

Unter dem Mikroskop zeigt es bei stark körniger Ausbildung der Mineralien eine aus viel Quarz, zweierlei Glimmer, Feldspat, Epidot, Granat und etwas Chlorit bestehende Zusammensetzung. Der Quarz fällt durch seine stark verzahnten Formen und seine verhältnismäßige Reinheit und ziemlich starke undulöse Auslöschung auf. Die anderen Mineralien bieten von dem früher Erwähnten nichts Abweichendes. Neben dem Orthoklas kommt ein Plagioklas vor, der jedoch seiner schlechten Erhaltung und geringen Verbreitung wegen nicht näher bestimmt werden kann. Beobachtet man den Schriff bei schwacher Vergrößerung, so erinnert die ganze Ausbildung sehr stark an ein klastisches Gestein.

Ungefähr 200 m talabwärts biegt die Ölsnitz nach Osten in einer scharfen Windung um. Hier stehen auf der rechten Seite des Tales kurz vor der Biegung Felsmassen an, die sofort wegen ihres ganz anderen Aussehens auffallen. Sie sind sehr feinkörnig, mehr oder weniger gut geschiefert und geschichtet und das bloße Auge erkennt in ihnen eigentlich nur feine kleine Glimmerschüppchen, während die anderen Bestandteile nicht mehr mit Sicherheit erkannt werden können.

Im Dünnschliff erscheint bei ungefähr 30facher Vergrößerung ein feinkörniges Gefüge von deutlicher Schichtung, bestehend aus Quarz, Glimmer, Chlorit, etwas Feldspat, Eisenerz sowie kleinen Zirkonkriställchen. Alle Bestandteile haben so ziemlich die gleiche Größe, und wenn auch ihre Umrisse ziemlich stark verzahnt sind, so sind

sie doch mehr oder weniger von rundlicher oder ovaler Form. Der Glimmer und der Chlorit bilden kleine, meist parallel liegende Schüppchen, doch findet sich letzteres Mineral auch in größeren Stücken im Schlicke vor.

Schon im unpolarisierten Lichte ist die Begrenzung der einzelnen Quarzkörner in den meisten Fällen durch eine dunklere Färbung, die zwischen den Körnern auftritt und die sich bei schwacher Vergrößerung als Linie bemerkbar macht, gut sichtbar. Die dunklere Färbung gibt sich bei stärkerer Vergrößerung als dünne Schichte eines Eisensalzes kund, die sich um die einzelnen Körner herumlegt.

Wenige Meter davon entfernt, flußabwärts, steht ein sehr ähnliches oder fast gleiches Gestein an. Es ist ebenso feinkörnig, aber etwas stärker geschiefert, was vielleicht nur seiner etwas weiter fortgeschrittenen Zersetzung zuzuschreiben ist, hat nur etwas gelbere Färbung und läßt, mit bloßem Auge besehen, auch keine anderen Bestandteile wie die Vorherbeschriebenen erkennen.

Unter dem Mikroskop zeigt es ein sehr ähnliches Bild. Die Schichtung tritt jedoch noch deutlicher hervor, indem Lagen gröberer mit solchen feineren Körnes abwechseln, deren Auskeilen im Dünnschliff gut zu verfolgen ist. Zwischen diese Lagen schieben sich nicht selten solche kleinster Glimmerblättchen ein, die meist parallel liegend stellenweise Granatkörner eingeschlossen enthalten. Auch die kleinen Glimmerlagen schwellen manchmal an und keilen nach kurzer Erstreckung wieder aus. Es ist bei diesem Gestein im kleinen sichtbar, was man so häufig im großen bei geschichteten glimmerführenden Sandsteinablagerungen beobachten kann. Die Mineralführung dieses Gesteines ist dieselbe wie die des Vorhergehenden, nur daß sich in ihm noch Granat hinzugesellt, während der Chlorit sehr abnimmt. Dieses Gestein setzt sich am Talgehänge noch ungefähr 80 m abwärts fort, wird dann etwas grobkörniger, führt Augen und geht schließlich scheinbar in ein Augen führendes Gneisgestein über.

Unter dem Mikroskop dagegen bleibt derselbe Charakter und fast dieselbe Mineralführung bestehen, wenn auch das Korn an Größe etwas zunimmt. An manchen Stellen treten größere Orthoklase mit Mikroklinstruktur auf, die sich jedoch häufig nur über einzelne Teile eines Orthoklaskornes erstreckt. Granat findet sich an einigen Stellen, aber dann sonst nur von mikroskopischer Größe; in manchen Schlicfen tritt Chlorit lagenweise auf, in manchen fehlt er. Die Glimmermenge unterliegt ebenfalls ziemlich starken Schwankungen, Zirkon findet sich stellenweise in kleinen Körnern. Auch ein Plagioklas kommt vor, doch kann, des seltenen Vorkommens und seiner Kornform halber, weiter nichts über ihn gesagt werden. Die Struktur bleibt ebenso bestehen, die Hauptmasse der ganzen Gesteinsreihe bildet der Quarz, der in verzahnter körniger Gestalt oder mehr rundlichen Körnern ausgebildet ist. Bemerkenswert mag noch werden, daß auch hier die „Augen“, wie bei dem früher schon erwähnten Falle, meist aus einem Gemisch von Quarz und Orthoklas bestehen.

Wenige Meter nach dem letztbeschriebenen Aufschluß wendet sich die Ölsnitz in einem scharfen Bogen wieder nach Südwest. Auf dem jenseitigen Ufer nagt der Fluß am Talgehänge und, soviel Vegetation und Überdeckung sehen lassen, scheint hier eine Störungslinie hindurch zu gehen. Unterhalb einer Wiese, deren untere Teile in stetem Abrutschen begriffen sind, steht ein Gestein an, das unter dem Mikroskop eine wirre Aneinanderlagerung der Bestandteile zeigt.

Schon im unpolarisierten Lichte erscheinen nach allen Richtungen gewundene dunkel gefärbte Bänder, die manchmal eichenblattförmig einzelne Gesteinsteile um-

säumen. Häufig liegen in diesen „Bändern“ stark gewundene Glimmerblättchen. Die Quarzkörner haben meistens eine sehr stark undulöse Auslöschung, so daß an manchen Sphärolith-ähnliche Erscheinungen hervortreten. Das Gestein ist ziemlich verwittert, so daß die Feldspäte starke chemische Veränderungen zeigen. Aus allem geht hervor, was auch das mikroskopische Bild zeigt, daß starke mechanische Einwirkungen das Gestein beeinflussten, was sich mit den schon angeführten Anzeichen einer größeren Schichtenstörung deckt.

An der schon erwähnten rechtwinkligen Umbiegung des Tales, ungefähr 170 m flußaufwärts, am linken Ufer, tritt am Abhang eine größere Felsmasse zu Tage, die sich sofort als Bergvorsprung bemerkbar macht. Das Gestein, das hier zu Tage tritt, hat glimmerschieferähnliches Gefüge und ist ziemlich stark geschichtet, sehr feinkörnig und zeigt Schichtung die in ostwestlicher Richtung verläuft. Ungefähr in der Mitte beherbergt es einen schmalen Quarzgang der in einzelne Trümmer zerteilt ist. Im Quarz selbst finden sich Glimmerausscheidungen, die unregelmäßig verteilt sind. Größere Mineralausscheidungen konnten sonst in den Felsmassen nicht beobachtet werden.

Unter dem Mikroskop erscheint fast dasselbe Bild wie bei dem letzterwähnten Gestein. Die Zusammensetzung ist ebenso einfach: Quarz, Glimmer, etwas Granat und vereinzelte Feldspatkörnchen. Die Ausbildung des Quarzes ist fast ebenso, nur daß hier die scharfe Verzahnung fehlt und die einzelnen Körner bei weitem mehr gerundet sind. Durch Ausscheidung von Eisensalzen zwischen den Körnern werden auch hier schon im unpolarisierten Lichte die Begrenzungen sehr deutlich sichtbar. Der Glimmer erscheint als Biotit und Muskovit, etwas Chlorit tritt noch hinzu und Eisenerz findet sich neben ganz vereinzelt Zirkonkörnchen. Die Korngröße ist ziemlich gleichmäßig und schwankt ungefähr zwischen  $\frac{1}{4}$  und  $\frac{1}{10}$  mm.

Übersteigt man den Hügel, an den sich dieser Felsvorsprung anschließt, so befindet man sich, nachdem man in das Tal wieder herabgestiegen ist, gegenüber dem Südende der schon erwähnten, von der Ölsnitz umflossenen Landabschnürung. Ungefähr 250 m oberhalb mündet, von dem Gehöfe Grünhügel herabkommend, eine Talsenkung ein. Einige Meter über der Talsohle steht ebenfalls eine größere Felsmasse an, in der früher einmal ein Steinbruch betrieben wurde, die sofort durch ihr ganzes Aussehen an die letztbeschriebenen Gesteine erinnert. Ebenso feinkörnig, ziemlich deutlich geschichtet, zeigt es auch im Dünnschliff ganz dieselbe Zusammensetzung und Ausbildung, so daß von einer Beschreibung abgesehen werden kann. Erwähnenswert erscheint jedoch das Korngefüge. Während bei dem vorerwähnten Gestein die einzelnen Quarzkörner immer noch ziemlich stark verzahnt ineinander eingreifen, legen sich bei diesem die einzelnen Körner meistens in der Form von zylindrischen Körpern aneinander an, starke Verzahnung fehlt ihnen.

Beobachtet man mit bloßem Auge und unter dem Mikroskop das Gesteinsbild, so ähnelt es ungemein einem harten Sandsteine.

Etwa  $\frac{3}{4}$  km oberhalb dieses Punktes, an der Stelle, an welcher die Ölsnitz von einem ostwestlichen Lauf in einen nordsüdlichen umbiegt, steht ein Gestein auf dem linken Flußufer an, das in seinem ganzen Verhalten mit den Letztbeschriebenen übereinstimmt. Legt man nun durch diese drei Punkte, den Punkt an dem scharfen Bergvorsprung mit der Quarzader, dann jenen am Talriß unterhalb Grünhügel und den letztgenannten eine gerade Linie, so entspricht die Richtung dieser Linie genau der im Fichtelgebirge herrschenden Streichrichtung. Verlängert man

diese Linie in der Richtung Grünstein, so findet sich wiederum ungefähr in der Mitte zwischen letztgenanntem Fundpunkt und Grünstein dasselbe Gestein anstehend.

Südöstlich lagert sich dann, soviel an den wenig guten Aufschlüssen wenigstens gesehen werden kann, eine Zone von Gneisen, die als Augengneise auf der geologischen Karte bezeichnet sind, die aber wohl als geröllführende Gneise gedeutet werden dürften.

Es ist demnach das schon oben als sandsteinähnlich bezeichnete Gestein im Norden von Hornblendeschiefern, die meistens granatführend sind, eingeschlossen und im Süden oder Südosten von Gneisen, von denen angenommen werden kann daß sie den Geröllgneisen zugerechnet werden dürften.

Eine quantitative Analyse einer Durchschnittsprobe, genommen von einem größeren Handstück ergab folgende Zusammensetzung:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	77,50 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,67 „
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,29 „
CaO . . . . .	6,87 „
MgO . . . . .	2,07 „
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,07 „
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,71 „
Glühverlust . . . . .	2,83 „
	101,01 %

Spezifisches Gewicht . . . 2,637 %

Es hat also dieses Gestein bei einem hohen Kieselsäuregehalt eine nur sehr geringe Menge an Alkalien, dagegen verhältnismäßig viel Kalk bei nicht zu wenig Magnesia. Tonerde tritt stark zurück, dagegen ist Eisen immerhin in beträchtlicher Menge vorhanden. Unter den eruptiven Gesteinen dürfte eine derartige Zusammensetzung fehlen.

Betrachtet man das mikroskopische Bild, so findet man, wie schon beschrieben, eine hervorragende Menge an Quarz, dagegen einen verschwindenden Gehalt an Feldspat und Glimmer. Es scheint daher wohl berechtigt, dieses Gestein als ein quarzitisches oder als einen Sandstein zu betrachten, dessen Struktur durch Dynametamorphose umgewandelt ist, wodurch sich auch der Granatgehalt erklären läßt.

Es schien mir neben der etwa vorkommenden sprungweisen oder allmählichen Änderung in der Mineralführung interessant zu sehen, ob sich vielleicht das spezifische Gewicht von nebeneinanderliegenden Gesteinsreihen mit der Mineralführung ändere und ob überhaupt stärkere Änderungen zu beobachten seien. Diese Bestimmungen, alle auf + 4° C. reduziert, ergaben folgende Werte:

Gestein a = 2,659	Gestein g = 2,732
b = 2,902	h = 2,773
c = 2,692	i = 2,958
d = 2,742	k = 3,020
e = 2,930	l = 2,847
f = 2,881	m = 2,775

Es zeigt sich also, daß, obwohl die einzelnen Gesteinsschichten sehr nahe aneinanderliegen, doch verhältnismäßig ziemlich große Unterschiede vorkommen, die zwischen den beiden extremsten Gliedern bis zu 11 % ansteigen bei den nahe liegenden, wie z. B. zwischen l und m, die nur ungefähr 30 cm voneinander abstehen, nur 2 % betragen; im Durchschnitt ändert sich ungefähr das Volumen um 5 %. Es wäre nun denkbar, daß sich mit Ab- oder Zunahme im spezifischen

Gewichte auch ein Wechsel in der Mineralführung bemerkbar machen könnte. Beobachtet man wieder die am stärksten voneinander abweichenden Glieder a und k, das Erste mit dem Gewichte 2,65, das Andere mit 3,02, so zeigt sich, daß jenes das weniger und dieses das am stärksten Hornblende führende ist. Nach dem Gewichte wäre nun zu vermuten, daß auch bei i, das 2,958 aufweist, also wenig von l abweicht, die Hornblende stark überwiegend sein müßte; dies ist nun auch wirklich der Fall, was bei einem spezifischen Gewichte der Hornblende bis zu 3,4 nicht verwundert. Auffallend ist nur, daß das Gewicht der angeführten Gesteinsarten bei ihrem starken Gehalte an Amphibol nicht höher ist. In welchem Verhältnis die anderen kleinen Schwankungen in spezifischem Gewichte mit der Mineralführung stehen, kann, da es mir nicht möglich war, zahlenmäßige Beobachtungen über die Mineralmengen der einzelnen Gesteine anzustellen, nicht gesagt werden.

Übersieht man die hier beschriebene Gesteinsreihe mit Ausnahme der als Sandstein bezeichneten, so zeigt sich in ihr immerhin eine deutliche Differenzierung. Von den die Gesteinsart bestimmenden Mineralien, Quarz, Hornblende, Epidot, Feldspat, Granat und Glimmer, kann das eine oder andere ganz fehlen. So fällt im Gestein f, einem Gestein, das schon sehr an einen Sandstein erinnert, Hornblende und Epidot aus, wogegen der Quarz stark überhand nimmt, in dem unter i Beschriebenen dagegen Hornblende, wofür der Orthoklasgehalt anschwillt. Auch Glimmer kann, wie in dem unter c Beschriebenen, bis zur Belanglosigkeit herabsinken oder verschwinden. Das Nichtvorhandensein des Granates könnte dagegen, da sich dieses Mineral häufiger in Lagen findet, auf Zufälligkeit in der Schliffstückwahl zurückgeführt werden.

Ob nun zugleich mit der Änderung in der Mineralführung eine solche in der chemischen Zusammensetzung stattfindet, ist mir bis jetzt zu untersuchen nicht möglich gewesen, doch hoffe ich dies in nächster Zeit mitteilen zu können, in der ich auch den Übergang einer Gesteinsart in die andere besser, wenn auch von Gesteinen anderer Örtlichkeiten, klarlegen zu können glaube. Bemerken möchte ich nur noch, daß ich im Verfolgen dieser Studien am Greiner sowohl auf der Ostseite wie Westseite Nephrit in größeren Massen anstehend schon vor mehreren Jahren gefunden habe, worüber ich mich demnächst sowie über die eigentliche Stellung der hier beschriebenen Gesteine weiter zu verbreiten gedenke.



# Das Bohrloch von St. Ingbert.

Von

Dr. Ludwig von Ammon.

Mit einem Bohrprofil und 11 Textfiguren.

Vor einiger Zeit wurde bei St. Ingbert eine Tiefbohrung abgestoßen, bei welchem Unternehmen das Kgl. Bergärar beteiligt war. Die dabei gewonnenen wissenschaftlichen Ergebnisse sind in nachstehenden Ausführungen niedergelegt. Diese bilden zugleich im Wortlaut das Gutachten, das ich unterm 30. Juli 1907 über die geologischen Resultate jener Bohrung der Kgl. General-Bergwerks- und Salinenadministration, der jetzigen Kgl. Generaldirektion der Berg-, Hütten- und Salzwerke, erstattet habe. Zunächst möchte ich mir erlauben, für das Entgegenkommen und die Unterstützung, die ich hinsichtlich der einschlägigen geognostischen Arbeiten beim Vorstand der genannten Stelle, Herrn Kgl. Generaldirektor von RUDOLPH, in vollstem Maße fand, meinen ergebensten Dank zum freudigen Ausdruck zu bringen. Ebenso sage ich bei dieser Gelegenheit Herrn Kgl. Bergrat FISCHER, welcher während meines Aufenthaltes in St. Ingbert mit Rat und Tat mir wirksam zur Seite stand, meinen besten Dank. Das dieser Abhandlung beigegebene Profil wurde nach einer von der Kgl. Generaldirektion mir gütigst überlassenen Vorlage zusammengestellt.

Die Bohrstelle (Fig. 1) befindet sich oberhalb der Stadt, etwa 1 km in südwestlicher Richtung vom Bahnhof entfernt, an der Sengscheider Straße (bei der Wegkrümmung am Rande des Mühlentaler Waldes in der Nähe der Pulverfabrik).

Zum Zweck der Ermittlung der in Betracht kommenden geologischen Verhältnisse wurde das gesamte Gesteinsmaterial der am Kgl. Bergamt in St. Ingbert aufbewahrten Bohrkerne einer eingehenden Besichtigung unterworfen.



Figur 1.

Bohrturm an der Sengscheider Straße.

(Photographische Aufnahme von Herrn Kgl. Bergamtsassessor Dr. FINK.)

## I. Obere Schichtenreihe.

Die Bohrung geht bis rund 230 m im Buntsandstein durch. Dann folgt ein aus roten zähen Letten (beispielsweise aus der Teufe von 240 m) und aus Schichten vorwiegend sandigen Charakters bestehendes System, das man bis zur Teufe von 800 m als einen zusammengehörigen Komplex ansehen darf. Es kann derselbe zur mittleren Ottweiler Stufe gerechnet werden. Die durch Meißelbohrung

erhaltenen Schlammproben weisen meist einen rötlichgrauen Sand auf, der zu der vorwiegenden Sandsteinausbildung der Stufe gut paßt. Solche Proben eines lichtgrauen, dabei etwas rötlich gefärbten Sandes liegen beispielsweise aus den Teufen von 471—490 und 492 m vor; bei 492,5 m fand sich außerdem eine 1 m mächtige Lage von weichem, grünlichgrauem, plastischem Letten vor. Vereinzelt sind (wie ein Belegstück aus 563 m Teufe beweist) konglomeratisch-arkosige Lagen konstatiert worden. Etwas auffällig ist nach dem Bohrprofil eine 25 m mächtige, dunkle („blaue“) Lettenlage (295—320 m), da sonst in der Stufe graue Schichten ganz zurücktreten; auch die Schlammproben einiger tieferen Lagen, z. B. zwischen 674 und 678 m, und auch schon von 643 m, ließen viel graue Schiefertonsstückchen erkennen. Das geschlossene Kernmaterial (das späterhin nur auf verhältnismäßig kurze Strecken hin durch erneute Anwendung der Meißelbohrung unterbrochen ist) beginnt erst von 798 m an; es läßt sich daher bei den hangenden Schichten nicht mit derselben Sicherheit wie bei den tieferen auf ihre Zugehörigkeit zu einer bestimmten Stufe auf Grund der Beurteilung nach ihren petrographischen Merkmalen schließen. Gerade für die Beurteilung einer Überschiebung wäre die Beobachtung von gutem Kernmaterial aus den oberen Teufen unterhalb der Buntsandsteindecke recht erwünscht gewesen; doch möchten wir glauben, daß nach der genauen Aufzeichnung im Bohrprofil, welche rote Letten und rote Sandsteine als vorherrschende Gesteine neben allerdings auch ziemlich häufigem grauem Sandstein angibt, und nach unserer eigenen Prüfung der Proben des herausgebrachten Materials der ganze Gesteinskomplex unter dem Buntsandstein bis zu einer erklecklichen Teufe hinab den Mittleren Ottweiler Schichten des oberen Oberkarbons zufällt. Die untere Grenze dieses Komplexes läßt sich natürlich nicht ganz scharf bestimmen, da nach Tagaufschlüssen öfters ein völliger Übergang der mittleren Ottweiler Stufe in ihr Liegendes, in die Unteren Ottweiler Schichten, stattfindet. Bei 750 m endet nach unten eine mächtige Masse von rotem Sandstein. Eine nun folgende 30 m dicke Lage von grauem Sandstein wird man wohl am besten noch zum bisherigen Komplex rechnen dürfen, ebenso auch eine 4 m starke arkosige Konglomeratbank, deren Basis bei 799 m liegt, samt einer roten Lettenschicht (8 m mächtig) im Dach davon, so daß bei rund 800 m der Beginn des tieferen Schichtenkomplexes, der unteren Ottweiler Stufe, angenommen werden kann. Rechnet man, was nach den bisherigen Ausführungen als am wahrscheinlichsten sich ergibt, die ganze hangende Schichtenreihe von der Trias ab bis hieher den Mittleren Ottweiler Schichten zu, so haben wir eine normale Lagerung zu den tieferen Schichten vor uns, was gleichfalls nicht unwahrscheinlich ist. Die Schichten der Triasdecke, des Buntsandsteins, besitzen eine horizontale Lagerung, aber auch die bis jetzt durchstoßenen karbonischen Schichten zeigen eine von der wagrechten nur wenig abweichende Lagerung, sie lassen ein schwaches Einfallen und zwar nach Norden mit nur wenigen Graden erkennen. Der Umstand, daß auch die zu tiefst im Bohrloch getroffenen Schichten in dieser Beziehung sich gerade so verhalten, spricht ebenfalls für eine gleichmäßige Auflagerung des höheren, den Mittleren Ottweiler Schichten zugeschriebenen Komplexes dem Liegenden gegenüber.

## II. Untere Schichtenreihe.

Die von 800 m nach abwärts bis zur jetzt erreichten Teufe folgenden Schichten müssen offenbar als einer einzigen Stufe zugehörig angesehen werden. Dies geht aus der Konformität ihrer petrographischen Ausbildung hervor, da in Wechsel-

lagerung stets dieselben Gesteine auftreten. Die petrographische Beschaffenheit weist fernerhin unzweideutig auf die Unteren Ottweiler Schichten hin, wozu auch die Lagerungsverhältnisse gut passen, da ein rötlich gefärbtes System (die mittlere Ottweiler Stufe) das Hangende bildet.

#### a) Petrographisches.

Der ganze Schichtenkomplex besteht teils aus hellen, weißlichen oder lichtgrauen, seltener dunkleren arkosischen oder kaolinhaltigen, meist fein- bis mittelkörnigen, öfters auch konglomeratischen Sandsteinen, denen sich mehr vereinzelt wirkliche Konglomeratlagen (beispielsweise bei 809, bei 1280 m) beigesellen



Figur 2.

Hellgraues Konglomerat der Unteren Ottweiler Schichten aus 1272,50 m Teufe.

(s. Fig. 2), teils aus sandigen Schiefertönen oder vielmehr Sandsteinschiefen, meist von grünlichgrauer oder lichtgrauer Farbe, doch fehlen auch strichweise rote Einlagerungen nicht (890—896, 1123, 1128 m roter Lettenschiefer) oder es ist der tonig-sandige Schiefer rot und grünlich geflammt (bei 888, 1139, 1315 m). Die Sandsteine enthalten in einigen Lagen kohlige Anreicherungen oder Einschlüsse, wie in der Teufe von 915 und 920, 1029, 1091, 1095, 1108, weiters auch bei 1198 und 1272 m, aber geschlossene Flöze von einigermaßen erheblicher Dicke sind nicht gefunden worden. Vereinzelt trifft man die Sandsteinmasse mit gröberem Tonschieferfasern (1114, 1145, 1382 m) durchzogen an. Von den Sandsteinen des tieferen, produktiven Karbons unterscheiden sich die in dem durchbohrten Schichtenkomplex konstatierten im allgemeinen dadurch, daß sie neben einer reichlicheren Glimmerführung arkosig, d. h. kaolinhaltig, sind. Nur bei einigen Bohrungen, die in sehr tiefe Lagen des Karbons eingedrungen sind (so gerade in der Gegend von St. Ingbert, dann bei Jägersfreude), wurden ähnliche weiße kaolinische Sandsteine angetroffen. Gleichwohl möchten wir die hier vorliegenden eher für die Vertreter

der Arkosensandsteine der unteren Ottweiler Stufe, die durch Zersetzung schon stark kaolinisiert sind, halten.

Das zweite Hauptgestein ist der sandige Schiefertone oder Sandsteinschiefer. Es darf bemerkt werden, daß milde Schiefer oder weiche Schiefertone, wie sie im kohlenführenden Karbon so häufig vorkommen, hier ganz fehlen. Auch die milden Schiefertone, die sonst in den Unteren Ottweiler Schichten vorkommen und das Leitfossil der Stufe, die Schälchen eines Muschelkrebses (*Leaia*), in sich schließen, vermißt man hier vollständig. Die Schiefer aus dem Bohrloch sind rauh im Gefüge, wenn auch ihr Bruch manchmal ganz dicht ist. Sie sind stark sandig, auf den Schnittflächen gewahrt man öfters (s. Fig. 3) blatternarbige Absonderungen (1079, 1144 und 1155 m) oder es sind wulstartige Erhebungen (1162 m) und höckerige Unebenheiten (1332 m), zuweilen auch fährtenartige Abdrücke (1332 m, s. Fig. 10) vorhanden. Trotz der Unebenheiten sind hie und da die Schnittflächen harnischartig glatt poliert (1332 m). Auch ganz helle, dünnplattige, harte Sandsteinschiefer kommen vor (818 m). Nicht selten schließt der Schiefer Schwefelkies ein, beispielsweise in der Tiefe von 818, 842, 845, 864 m, aber auch im Sandstein trifft man häufig Schwefelkies in Putzen (815, 848, 910, 934, 1013, 1016, 1020, 1033 m) oder als Ausheilung von Rissen (1057 m) an. Aus einer Teufe von etwas über 1000 m wurden Knollen von Speerkies (einige Zentimeter groß), mit



Figur 3.

Blatternarbiger, roter sandiger Schiefer  
der Unteren Ottweiler Schichten  
aus 1144 m Teufe.

etwas über 1000 m wurden Knollen von Speerkies (einige Zentimeter groß), mit



Figur 4.

Erzknollen (außen strahliger Markasit, innen Zinkblende)  
aus ca. 1020 m Teufe.



Figur 5.

Markasit (Strahlkies, m) mit Bleiglanz (b)  
aus dem St. Ingberter Bohrloch.

Zinkblende (s. Fig. 4) und Bleiglanz (Fig. 5) im Innern, herausgeschafft. Am charakteristischsten für den sandigen Schiefer erscheint uns sein Einschluß von Karbonatknöllchen, die teils sporadisch darin verteilt sind, teils ihn in größter Menge durchsetzen, so daß von einem Kalkknotenschiefer gesprochen werden kann. Solche Knöllchen haben sich im Schiefer vorgefunden in den Teufen 822, 845, 877, 888, 893, 900, 926, 1125, 1136, 1154, 1162, 1164, 1193, 1195, 1196, 1210, 1221, 1224, 1231, 1246, 1272, 1285, 1287, 1293, 1296 (Fig. 6), 1315 (Fig. 7), 1332, 1334—38 m. Der chemischen Zusammensetzung nach unterliegt die Masse dieser Knöllchen

ziemlichen Schwankungen. Es kann das Kalkkarbonat sehr zurücktreten, während die Substanz mehr dolomitisch wird oder auch das Eisenkarbonat vorherrscht.



Figur 6.

Kalkknotenschiefer der Unteren Ottweiler Schichten aus 1296 m Teufe.  
Die Karbonatknöllchen heben sich durch dunklere Färbung vom blaßgrünlichgrauen sandigen Schiefer ab.

Dieser letztgenannte Fall scheint sogar am häufigsten vorzukommen, so daß der Kalkknotenschiefer eigentlich richtiger als Sideritknotenschiefer zu bezeichnen wäre. Anbei folgt die Analyse (A. SCHWAGER) von vier Proben:

	a	b	c	d
Ton und Quarzstaub . . . . .	43,48%	52,44%	63,70%	15,62%
Kohlensaurer Kalk ( $\text{CaCO}_3$ ) . . . . .	30,10 „	8,26 „	4,57 „	4,82 „
Kohlensaure Bittererde ( $\text{MgCO}_3$ ) . . . . .	13,54 „	8,17 „	7,12 „	16,75 „
Kohlensaures Eisenoxydul ( $\text{FeCO}_3$ ) . . . . .	8,82 „	31,13 „	24,61 „	62,60 „
Kohlensaures Manganoxydul ( $\text{MnCO}_3$ ) . . . . .	3,24 „	—	—	—
Kohlensaures Zinkoxyd ( $\text{ZnCO}_3$ ) . . . . .	0,82 „	—	—	Spur von Zn
Phosphorsäure ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ) . . . . .	—	—	—	0,80%
Summe	100,00%	100,00%	100,00%	100,59%

- Knöllchen (tonig-dolomitischer Sideritknollen) aus sandigem Schiefertone aus 845,5 m Teufe.
- Knöllchen (toniger Siderit) aus wulstigem sandigem Schiefer, 1195 m Teufe.
- Knöllchen (toniger Siderit) aus grünlichem dichtem Sandsteinschiefer, 1332 m.
- Knöllchen (Siderit) aus plattigem grünlichem Sandsteinschiefer, 1332 m (Spez. Gew. = 3,41).

(Bei b, c und d sind die kleinen Mengen von Mangan zum Eisen gezogen worden, bei b und c blieben die in geringen Quantitäten vorhandenen Bestandteile unberücksichtigt, bei a und b konnten Spuren von Nickel nachgewiesen werden)

Diese Einschlüsse von Karbonatknötchen im sandig-tonigen Schiefer scheinen uns vor allem das Alter der Schichten als Untere Ottweiler zu bestätigen, da wir offenbar gleichgeartete Gesteine, nur durch die Zersetzung etwas verändert, in Tagaufschlüssen von typischen Ablagerungen der Unteren Ottweiler Stufe auffanden, so in Guichenbach bei Saarbrücken; es sind dies graugrüne sandige Schiefer mit gelben, in tonige Ockerfarbe umgewandelten Knöllchen. Eine Analyse (A. SCHWAGER) eines solchen Schiefers von da ließ neben 90,36% in Salzsäure Unlöslichem im Säureauszug erkennen: 7,09% Eisenoxyd und Tonerde; 1,20% kohlensauren Kalk; 0,82% kohlensaure Bittererde, sowie Spuren von Zink und Kupfer. Diese Zu-



Figur 7.

Sideritknollenschiefer der Unteren Ottweiler Schichten  
aus 1315 m Teufe.

Die helleren Partien bestehen aus zum Teil  
ockerig gefärbten Siderit.

(Summe 99,31%). — Auffällig bleibt es, daß keine geschlossenen Kalkbänkchen in deutlicher Weise nachgewiesen werden konnten. Im Bohrprofil wird allerdings bei 926 m ein Kalkbänkchen angegeben; doch dürfte hier nur eine vermehrte Anreicherung der Kalkknollen im Schiefer ausgebildet sein.

### b) Schichtenfolge.

Die Schichtenreihe beginnt bei 797 m mit einem grauen Sandstein in Wechsellagerung mit Schiefertone, bald folgt nach abwärts geschlossener hellgrauer Sandstein mit einer konglomeratischen Zwischenlage (807 m); von 817—828 m sind dichte Sandsteinschiefer, zum Teil plattig und hellgefärbt, gelagert, worunter wiederum Sandstein, auch mit konglomeratischen Abänderungen, kommt. Bei 842 m zeigt der Schiefertone viele Druckstreifen, auch gibt sich sonst eine Störung im Gebirge kund, doch scheint ihr gerade keine besondere Bedeutung zugeschrieben werden zu dürfen.<sup>1)</sup> Weiter abwärts wechselt Sandstein und sandiger Schiefer mit vorwaltendem Sandstein ab, bei 911—917 m wird dieser etwas konglomeratisch und enthält zugleich kohlige Streifen (kleines Kohlenbänkchen von 25 mm Dicke bei 916 m Teufe). Diese Region darf vielleicht als der Vertreter des Schwalbach-Lummerschieder Flözes gelten. Bei 925 m tritt bis 933 m Schiefertone und sandiger Schiefer auf; tiefer setzt wieder Sandstein ein. Bei 937 und 938 m ist gröberes Konglomerat erbohrt worden. Von da ab kam eine Strecke mit Meißelbohrung in Anwendung. Von 938—950 m hat man Konglomerat und Sandstein konstatiert, dann wird grauer Sandstein mit konglomeratischen Bänken, bei 976 m eine 1 m mächtige Lage von rotem Sandstein, darunter grauer Sandstein bis zu einem Konglomerat bei 994 m angegeben. Proben aus der Region von 950 m und zunächst darunter ließen Ähnlichkeit mit Mittleren Ottweiler Schichten erkennen, doch können so betroffene Lagen auch im Bereich der unteren Ottweiler Stufe auftreten; bei 994 und 995 m wurde grobes Konglomerat (Kern) angetroffen, darunter scheinen rötlichgraue Sandsteine zu folgen. Bis 1012 m wurde Meißelbohrung durchgeführt. Von 1012,8—1013,8 m ist grauer sandiger Schiefer angetroffen worden. Von 1014 m folgt abwärts ein Komplex von weißlichem oder hellgrauem Sandstein, der bei 1028 und 1029 m konglomeratisch ausgebildet ist; darunter wiederum weißlicher Sandstein. Bei 1029 m konnte man deutliche Kohlenspurten erkennen. Von 1039—1056 m liegen keine Kerne vor, das Profil gibt für diese Region grauen

<sup>1)</sup> In der Profilzeichnung konnte die Verwerfung zwischen 840 und 850 m selbstverständlich nur schematisch eingetragen werden, ähnliches gilt auch für die bei 1271 m (mit unmittelbar liegendem) beobachteten Störung.

Sandstein und Schieferton an. Grauer sandiger Schieferton, ziemlich dicht im Gefüge, ist bei 1056 m, von wo ab aufs neue Kernbohrung stattfand, erschlossen worden. Grauer Sandsteinschiefer und hellgrauer Sandstein sind die begleitenden Gesteine. Der helle kaolinische Sandstein setzt sich dann nach abwärts in mächtiger Entwicklung bis zur Teufe 1137 m fort; unterbrochen ist er streckenweise durch graue Sandsteinschiefer (1078—1083 m, sowie gegen die Basis hin) und durch graue oder zum Teil auch rot gefärbte sandig-letttige Gebilde (1114 bis 1128 m). Der meist fein- oder mittelkörnige Sandstein wird stellenweise ziemlich grobkörnig (1091 bis 1095, 1098, 1100 m) oder selbst konglomeratisch (1103, 1107 m), er ist öfters von kohligen Streifen durchzogen (solche Lagen finden sich beispielsweise in den Teufen von 1091, 1094, 1104 und 1167 m vor) oder mit kohligter Substanz (1108 m) durchsetzt. Von 1137—1153 tritt ein vorzugsweise roter oder rot und grüngrau gefärbter Komplex von sandigem Schieferton oder lettigem Sandschiefer mit untergeordneten sandigen Zwischenlagen auf. Bei 1143 m und in der Nähe enthält der rote sandige Schiefer deutliche Pflanzenreste. Meist sind diese für die genauere Bestimmung nicht ausreichend erhalten; nach dem allgemeinen Habitus können die Reste wohl zur Flora der Ottweiler Schichten gehören. Ein Stück (Fig. 8) hat sich jedoch näher bestimmen lassen: der Farnabdruck wurde als *Odontopteris Reichiana* v. GUTBIER erkannt.<sup>1)</sup> Dieses Fossil besitzt innerhalb des Saar-Rhein-Gebietes gerade in den



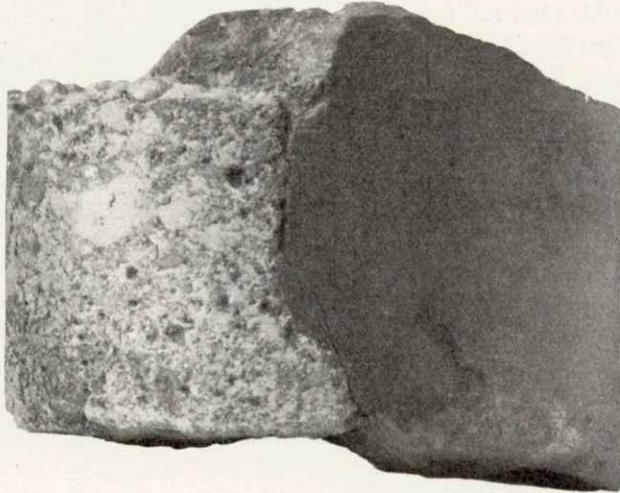
Figur 8.

*Odontopteris Reichiana* v. GUTBIER ( $\frac{2}{1}$ ).

Roter Schiefer der Unteren Ottweiler Schichten  
aus 1143 m Teufe.

<sup>1)</sup> Die Bestimmung hat der Botaniker Herr Dr. JULIUS SCHUSTER vorgenommen, welcher zugleich die Güte hatte, über den Fund (s. Fig. 8) folgende Äußerung abzugeben: „*Odontopteris Reichiana* v. GUTBIER. Es liegen zwei Fiederbruchstücke vor, die odontopteridische Nervatur besitzen; der Mittelnerv ist nicht stärker als die übrigen Nerven. Die einzelnen Fiederchen sind schräg aufwärts gerichtet und berühren sich am Grunde, während sie nach oben verschmälert sind. Die Länge der Fiederchen beträgt 4—4,5 mm, die Breite 2 mm; die Fiederchen letzter Ordnung sind also sehr klein und man könnte deshalb versucht sein den Farn zu *Odontopteris minor* BRONGN. zu stellen, aber die Gestalt und Nervatur der Pflanze beweist, daß wir es im vorliegenden Falle nur mit einem kleinfiedrigen Wedel von *Odontopteris Reichiana* zu tun haben. Speziell mit der Originalabbildung, die BRONGNIART von *Odontopteris minor* gibt, würde unser Stück schlecht übereinstimmen. Es kann also keinem Zweifel unterliegen, daß der Farn trotz der Kleinheit der Fiederchen zu *Odontopteris Reichiana* v. GUTBIER zu stellen ist. Dieser Farn findet sich im mittleren und oberen Oberkarbon, sowie im unteren Rotliegenden; im Saar-Rheingebiet ist er für die Ottweiler Schichten,

Ottweiler Schichten seine größte Verbreitung. Im Liegenden der roten Lagen erscheint, wenn wir zunächst die Reihe bis zu 1213 m betrachten, eine ähnliche Schichtenfolge wie im Hangenden jener; zuerst findet sich sandiger Schiefer vor, dann grauer Sandstein, von 1161—1164 m sandiger Schieferton und Sandschiefer, von 1165 m ab wieder heller oder grauer Sandstein. Von 1167—1180 m macht sich im sandigen Schiefer aufs neue eine rötliche Färbung bemerkbar; bei 1181 m grauer sandiger Schieferton, bei 1182 m grünlichgrauer Sandsteinschiefer mit Pflanzenresten (Calamiten); der graue Schiefer, mit grauem Sandstein wechsellagernd, geht noch bis 1197 m fort, dann kommt heller Sandstein bis 1213 m. Bei 1209 und 1210 m Kohlenspurten im Sandstein, bei 1205 m undeutliche Pflanzenreste. Von 1213—1251 m grauer Schieferton und Sandsteinschiefer mit einer wenig mächtigen Sandsteinzwischenlage (1235—1243 m). Von 1251 m an folgt eine mächtige Sandsteinbildung bis 1285 m, der Sandstein, von hell-, seltener dunkelgrauer Farbe, hat den bisherigen Typus; häufig sind seine Schichtflächen sehr



Figur 9.

Bohrkern aus der Tiefe von 1271 m.

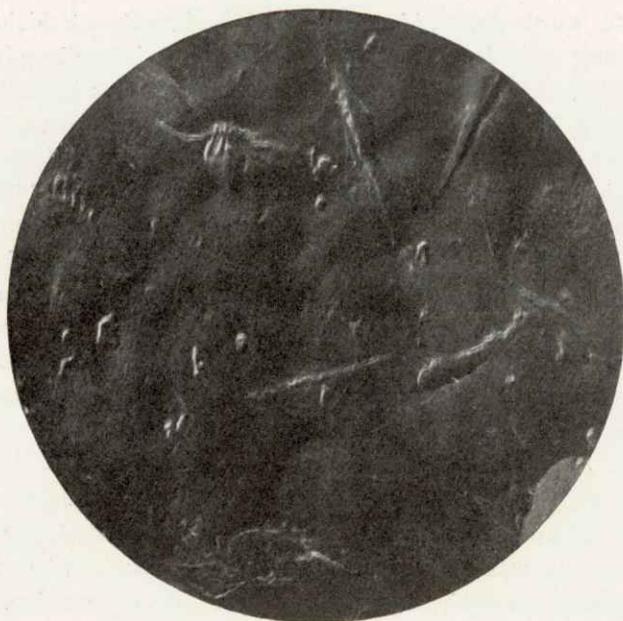
Abstoßen von grauem Schieferton (rechts) an Sandstein (links).

glimmerreich. Bei 1271 m sieht man am Kern (s. Fig. 9) den Sandstein an wulstigem Schieferton abstoßen, der als Einlagerung im Sandsteinkomplex bis 1276 m hinabreicht. Der Schieferton bei 1275 m sieht aus, wie von der Wirkung starken Druckes betroffen. Bei 1277 m hebt ziemlich grobes Konglomerat an, eine konglomeratische Ausbildung geht noch bis zur Basis des Sandsteins (1285 m) fort. Von 1285—1288 m ist Schiefer (mit ziemlich viel Rutschflächen) vorhanden, von 1288—1292 m Sandstein, von 1292—1297 m sandiger Schiefer, von 1298—1315 m heller kaolinischer Sandstein mit teils fein-, teils grobkörniger Ausbildung und (bei 1315 m) mit

in denen er sehr häufig ist, charakteristisch. Das Vorkommen der *Odontopteris Reichiana* v. GUTBIER spricht also geologisch für Ottweiler Schichten.“ — Herrn Dr. SCHUSTER möchte ich für diese Mitteilung hiermit meinen besten Dank zum Ausdruck bringen.

Das Stück (Fig. 8) bot wegen der Zartheit des Abdrucks und der gleichmäßig braunroten Farbe von Gestein und Versteinerung kein günstiges Objekt für die Reproduktion der photographischen Aufnahme dar: manche Einzelheiten, beispielsweise die einzelnen Fiederchen, konnten daher auf dem Bilde nicht mit der wünschenswerten Deutlichkeit zur Wiedergabe gebracht werden.

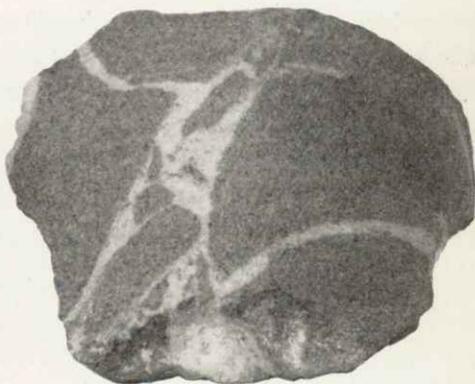
kohligen Flecken, von 1315—1318 m wulstiger Schiefer, von 1318—1327 m grauer Sandstein mit kohligen Partikelchen auf den Schichtflächen, von 1328—1343 m grauer Schiefer oder sandiger Schieferthon, der gelegentlich (1334 m) auch rot gefärbt ist, und plattiger Sandsteinschiefer, zum Teil mit geglätteten Ablösungs-



Figur 10.

Graugrüner Schiefer der Unteren Ottweiler Schichten mit Glättung auf der Schichtfläche und mit fährtenartigen Eindrücken aus 1332 m Teufe.

flächen (Fig. 10). Nach dem Aussehen der Bohrkerne macht es den Eindruck, als ob bei 1328 und 1330 m Sprunggebirge anzunehmen sei. Weitere 10 m abwärts, von 1343—1353 m, setzt wiederum heller Sandstein ein. Bei 1352 m gehen Kalkspatadern (Ausheilung von Rissen) durch den Sandstein. Zwischen 1353 und 1361 m fand sich wulstiger grauer Schieferthon mit Druckstreifen durchsetzt und mit sandigen Zwischenlagen vor. Von da (1362 m) an bis zur jetzt erreichten Teufe (1407 m) abwärts wurde nur Sandstein, in den tieferen Lagen, wie es scheint, mit konglomeratischer Ausbildung, angetroffen. Von 1362—1369 m ist der Sandstein hell gefärbt und enthält ab und zu dünne schieferige Einlagerungen, stellenweise sind kleine kohlige Teilchen darin eingeschlossen. Bei 1380 m zeigt sich der Sandstein (Fig. 11) mit viel Kalkspatadern durchzogen, im Aussehen (blaugrau, mit vielen dunklen Pünktchen und ganz zurücktretenden kaolinischen Teilchen) ähnelt er sehr dem tieferen, karbonischen von Schnappach. Bei 1383 und



Figur 11.

Feinkörniger grauer Sandstein mit Kalkspatadern aus 1380 m Teufe.

1385 m ist der Sandstein dunkler und mit kohligen Streifen versehen. — Bis hierher reicht unsere Einsichtnahme der Kerne, es wird dann noch bis zur Teufe von 1407 m hinab grauer grober Sandstein mit Konglomerat angegeben.

### c) Lagerungsverhältnisse.

Schon oben wurde darauf hingewiesen, daß der untere Schichtenkomplex eine konforme Lagerung mit der obersten Schichtenreihe hat, die gleich unter dem Buntsandstein folgt. Die Schichten besitzen ein schwaches Einfallen nach Norden (die Fallinie wurde bei 1145 m mit Azimut von  $351^{\circ}$  laut Angabe im amtlichen Bericht gefunden) unter einem Winkel von  $7-7\frac{1}{2}^{\circ}$  Neigung (gemessen bei 1013, 1165, dann auch schon oberhalb 490 m), manche Lagen (wie 1159 m) erscheinen allerdings etwas stärker geneigt (über  $10^{\circ}$ ), bei vielen anderen Bänken möchte man aber eher eine geringere Abweichung von einer horizontalen Fläche, so namentlich bei den sehr tief gelagerten Schichten von 1332 und 1380 m, annehmen.

Was nun Unregelmäßigkeiten im Schichtenaufbau betrifft, so muß zunächst konstatiert werden, daß eigentliches Sprunggebirge von einigermaßen erheblicher Ausdehnung gar nicht angetroffen worden ist. Wohl sind, wie auch nicht anders zu erwarten war, Stellen, die durch Gebirgsdruck markiert sind, Drucknähte, Rutsch- und Gleitflächen (so bei 845, 1013, 1080, 1164, 1275, 1283, 1328 m) zahlreich vorhanden, aber ein von Dislokationen stark betroffenes Gebirge hat sich, wenigstens auf eine einigermaßen erhebliche Ausdehnung hin, deutlich nicht erkennen lassen: wo Sprunggebirge in mäßiger Ausbildung angenommen werden konnte, ist dies oben bei Vorführung der Schichtenfolge bereits angemerkt worden. Freilich bleibt selbst die Möglichkeit einer Überschiebung, eventuell sogar mit Wiederholung, nicht völlig ausgeschlossen, wobei die Überschiebungsfläche, wie dies öfters vorkommt, durch nichts Auffälliges gekennzeichnet wäre. Man könnte an diesen Fall deshalb denken, weil eine sehr mächtige Schichtenreihe mit petrographisch immer sich wiederholenden Schichten vorliegt: doch fehlt jeder sichere Beweis für eine solche Ausbildung.

Was die Auffassung der Lagerungsform für den ganzen Gesteinskörper anlangt, so glauben wir aus dem beobachteten nördlichen Einfallen bzw. der einer wagrechten Schichtenstellung sich nähernden Ausbildung schließen zu dürfen, daß wir bei der Bohrstelle uns noch im Nordflügel des Sattels, aber schon nahe an seiner Firstlinie befinden. Damit ist zugleich der Beweis geliefert, daß der südliche Hauptsprung nicht mit der antiklinalen zusammenfällt, sondern daß jener die alte Sattellinie schneidet und nördlich davon, annähernd parallel zu ihr, weiter läuft.

### d) Altersbestimmung.

Wir haben den Schichtenkomplex von 800 m an abwärts als geschlossenes Ganze den Unteren Ottweiler Schichten zugeteilt. Dabei war uns, abgesehen von den Lagerungsverhältnissen im allgemeinen, hauptsächlich ausschlaggebend die petrographische Beschaffenheit der Schiefertone und Sandschiefer in ihrer Ausbildung als Kalkknollenschiefer. Ähnlich gestaltete Schiefer sind nämlich sonst aus keiner anderen Karbonstufe in solcher Häufigkeit und Verbreitung bekannt; die Vorstellung aber, daß man es mit uns noch nicht bekannten Schichten aus dem Liegenden der unteren Saarbrücker Region zu tun hätte, ist jedenfalls von der Hand zu weisen, sie würde auch der bisherigen Annahme einer großen Ab-

senkung am Südlichen Hauptsprung direkt zuwiderlaufen. Gleichwohl läßt sich nicht verkennen, daß einige Haupteigenschaften der unteren Ottweiler Stufe hier vermißt werden, nämlich

- a) das Vorkommen von dünnen Kalkbänkchen, mit Einschlüssen organischer Reste (Estherien),
- b) die charakteristischen Leaiaschiefer,
- c) das Vorhandensein von Faunenpartien überhaupt.

Der Mangel von Kalkbänkchen fällt dabei noch am wenigsten ins Gewicht, es sind dafür andererseits reichliche Einschlüsse von Kalkknötchen vorhanden. Auffällig bleibt am meisten das Fehlen der Leaiaschiefer. Man darf sich aber dabei vergegenwärtigen, daß im Bohrloch zu Friedrichweiler, das ebenfalls die Unteren Ottweiler Schichten durchsunken hat, der leiaihaltige Schiefer nur in einem fingerdicken Bänkchen, und zwar 270 m oberhalb der Kohlen, nachgewiesen werden konnte, während in den Bohrlöchern bei Saarlouis überhaupt keine Spuren gefunden wurden. Vom Leiaihorizont, der sich in manchen Gebieten auf zwei voneinander durch ein mehr oder weniger mächtiges Gebirgsmittel getrennte Lagen verteilt, zu den obersten Flammkohlen beträgt der senkrechte Abstand am Potzberg (Bohrloch) 130 und 220 m, in Frankenholz (Schacht III) 140 und 170 m und bei Fürth an der Oster (Bohrloch) 150 und 190 m.

Die Schichten des der unteren Ottweiler Stufe zugeschriebenen Komplexes im Bohrloch haben bereits die bedeutende Mächtigkeit von 600 m aufzuweisen. Es steht dies nicht im Widerspruch mit den in anderen Regionen beobachteten Verhältnissen, denn wenn auch am östlichen Rand des Verbreitungsgebietes der Unteren Ottweiler samt den damit untrennbar verbundenen Oberen Saarbrücker Schichten die ganze Schichtenreihe nur 300 m mißt, so steigt ihre Mächtigkeit im Gebiet an der Saar auf 700 m und wohl noch darüber; sie beträgt bei Friedrichweiler (Bohrloch) über 640 m. Man kann nun die Vorstellung gewinnen, daß das Niveau der Leiaibänke noch gar nicht erreicht sei. In diesem Falle wäre, da kein zwingender Grund für eine Überschiebung vorliegt, die Mächtigkeit der Ottweiler Schichten eine ganz außerordentlich große. Dies dürfte aber nicht zutreffen, sondern man wird eher annehmen können, daß in diesem bisher unverritzten Gebiet am Südrand des Saarbrücker Steinkohlengebirges, aus welchem uns die Beschaffenheit der Ablagerungen noch nicht näher bekannt sein kann, eine besonders sandige Ausbildungsform der Unteren Ottweiler Schichten Platz gegriffen habe, wodurch der Absatz der feinpelitischen Leaiaschiefer ausgeschlossen worden sei. Aus dem stark ausgebildeten sandigen Charakter sämtlicher Schichten erklärt sich auch das Fehlen der anderweitig konstatierten Faunenpartien. Diese werden da, wo sie auftreten, in den mittleren Teil der ganzen Schichtenreihe verlegt; damit könnte aus unserem Profil einigermaßen die Tatsache im Einklange stehen, daß mitten in der Schichtenreihe wenigstens ein Florenhorizont angetroffen wurde.

Es ist nicht zu leugnen, daß manche Sandsteine und besonders manche konglomeratische Lagen der durchstoßenen Schichtenreihe recht an echtes, d. h. produktives Karbon im Aussehen erinnern; man könnte also danach beim ersten Anblick des Materiales der Bohrkerne glauben, daß wirklich solche karbonische Schichten angeschnitten worden seien, wobei man aber wegen des zwischenlagerten Knotenschiefers notgedrungen zur Annahme von Überschiebungen kommen müßte. Jene Lagen, die scheinbar dem produktiven Karbon gleichen, erscheinen aber so oft im ganzen Schichtenverband, daß diese Annahme von Überschiebungen,

wofür sich außerdem nach der Lagerungsart keine sicheren Anhaltspunkte ergeben, jedenfalls von der Hand gewiesen werden muß. Zudem sind die mit den konglomeratischen Lagen in innigem Konnex stehenden Sandsteine wegen ihrer starken Kaolinführung, wie schon oben dargelegt, von den Sandsteinen aus dem produktiven Karbon auch in petrographischer Beziehung unterschieden. Andererseits sehen wir, nach rein petrographischen Merkmalen beurteilt, geradezu eine Übereinstimmung gewisser Lagen unserer Schichtenreihe mit Ablagerungen aus der unteren Ottweiler Stufe oder, allgemein gesprochen, mit Schichten aus der Region oberhalb der Flammkohlen; so besitzt beispielsweise der Sandstein aus den Teufen von 1051, 1133 und 1254 m denselben Habitus wie ein Sandstein aus 975 m Teufe des Dittweiler Bohrlochs. Was die Konglomerate betrifft, so ähneln allerdings einige dieser Lagen aus den tieferen Teilen des Bohrlochs, wie 1210 m, namentlich 1278 m, sehr solchen aus der Potzbergbohrung und zwar aus gleichfalls den tieferen Partien der Bohrung entstammenden Schichten, so aus 978 und 1155 m Teufe. Das Konglomerat von 978 m (Pozberg) wird bereits mit dem Holzer in Verbindung gebracht, das aus 1155 m gar schon den Mittleren Saarbrücker Schichten zugeteilt. Bei unserer Bohrung könnte wohl bei 1272 und über 1278 m eine Störung oder Überschiebung angenommen werden, auch etwas unterhalb dieser Region bei 1285 m, weil, wie oben gezeigt wurde, hier das Gebirge mit viel Rutschflächen versehen, also gewissermaßen gestört ist, weiter unten folgen jedoch wieder Schiefer von der Ausbildung der hangenden Lagen, der Unteren Ottweiler. Man könnte also nur zur Not eine schmale Schichtenzunge älteren Charakters hereinzwängen, was uns nicht gerade besonders wahrscheinlich dünkt. Wie es sich auch verhalten mag, jedenfalls gehören die besprochenen Konglomeratzonen aus beiden Bohrungen einer Region über den eigentlich flözführenden Schichten des Karbons an. Die jetzt im Ingberter Bohrloch zu unterst erschlossenen Lagen, die 100 m tiefer als das oben für die Teufe von 1278 m und unmittelbar darunter erwähnte Konglomerat auftreten, lassen auf den Schichtflächen mancher Sandsteinlagen (1383 m) einen kohligten Belag (Pflanzenreste) erkennen und werden weiters (bis 1400 m) als konglomeratisch geschildert, sie scheinen dadurch einen Übergang zu der älteren Schichtengruppe, ähnlich wie bei den konglomeratischen Schichten aus der Tiefe des Potzbergs, anzudeuten.

Es hat sich gezeigt, daß die Karbonatknöllchen der tieferen Lagen weit eisenreicher sind als die aus höheren Lagen der ganzen Schichtenreihe; damit ist auch in chemisch-petrographischer Beziehung eine Annäherung an das sphärosideritreiche Karbon der tieferen Horizonte gegeben. Es ist das weiter ein Punkt, der gegen die Wahrscheinlichkeit einer Überschiebung innerhalb der Schichten der unteren Ottweiler Stufe spricht.

Fassen wir das bisher über das Alter der Schichten Vorgebrachte zusammen, so gelangen wir zu dem Schluß: die im Bohrloch unterhalb der Teufe 800 m durchstoßenen Schichten müssen der unteren Ottweiler Stufe (inkl. der sogen. Oberen Saarbrücker Schichten) zugerechnet werden, weil sie folgende Merkmale, die mehr oder weniger den Bildungen dieser Schichtenreihe zukommen, zeigen:

1. Die Sandsteine sind zumeist durch feinkörnige glimmerreiche arkosige (in diesem Falle kaolinische) Sandsteine vertreten.
2. Typische Schiefertone, die in den Unteren Ottweiler Schichten bis auf kleine Zonen ganz zurücktreten, mangeln. Sie sind durch grünlichgraue oder auch

grüngrau und rot gefärbte sandige Schiefer und durch plattige harte Sandsteinschiefer ersetzt.

3. Tonsteine und Kohlenflöze fehlen.
4. Die Schiefer schließen reichlichst Kalkknoten oder tonige Sideritknöllchen ein.

### III. Allgemeine Betrachtungen.

#### a) Tektonik.

Die St. Ingberter Bohrung ist die erste, welche im Gebiete südlich oder östlich vom großen Südlichen Hauptsprung, der von Bexbach nach Saarbrücken durchzieht, in beträchtliche Tiefe niedersetzt. Der genannte Längssprung hat das Karbon nach Südosten zu abgeschnitten und in die Tiefe verworfen. Die Absenkung beträgt mehr als 2000 m. In der Tiefe des abgesunkenen Teiles befinden sich die kohlenführenden Lagen der Mittleren und Unteren Saarbrücker Schichten, von denen nördlich vom Sprung der Nordflügel ihrer zum Dudweiler-Pfälzer Kohlengebirgsattel gehörigen Schichten erhalten geblieben ist. An ein Aufsuchen der Flöze dachte man früher gar nicht, weil man unter dem Buntsandstein Rotliegendes vermutete; danach müßte aber die Sprunghöhe eine ganz enorme sein. Seit einigen Jahren rechnet man die zunächst unter der Triasdecke folgenden Lagen den Mittleren Ottweiler Schichten zu, was wohl zutreffend ist. Auch die neue Bohrung hat nichts ergeben, was gegen diese Anschauung wäre. Von den älteren Bohrungen, die südlich vom Hauptsprung niedergingen, drang die bei Neuhäusel 376 m weit hinab; eine am Stuhlsatzenhaus bei Dudweiler (5 km westwärts der neuen Bohrstelle) in den Jahren 1865—1873 niedergebrachte erschloß bis 314 m Buntsandstein, dann bis 467 m wahrscheinlich Mittlere Ottweiler Schichten, die jetzt auch für die unteren Partien des von der 504 m tiefen alten Rischbachbohrung (bis 202 m Buntsandstein) durchsunkenen Gebirges angenommen werden. Die Schichten sollen hier nach den Angaben ein Einfallen nach Nordwest mit  $15^{\circ}$  besitzen. Wir dürfen demnach für die Schichten, in die die alte Bohrung im Rischbachtälchen eingedrungen ist, noch Teile des Nordflügels des Sattels annehmen, was mit der Lage des Bohrlochs im Verhältnis zu der des neuen, das nahe der Firstlinie des unterirdischen Sattels angesetzt zu sein scheint, gut stimmen würde.

Früher glaubte man, daß der Hauptsprung ein einfacher Abbruch, wenn auch mit bedeutender Verwurfshöhe sei. Später traten Komplikationen in der Vorstellung der tektonischen Verhältnisse hinzu. Man spricht z. B. von einem Bündel einander annähernd parallel laufender Brüche und Sprünge. Auch Überschiebungen sind, wie mehrmals geäußert worden ist, angenommen worden. Dann werden die Störungen in verschiedene Zeiten verlegt: der Haupttruck mag permischen Alters sein oder vielmehr, vorsichtiger ausgedrückt, die ersten bedeutenderen Störungserscheinungen können als prätriadisch bezeichnet werden; später, lange nach dem Absatz des Buntsandsteins, traten an den alten Bruchlinien neue Bewegungserscheinungen auf. Die in der Verlängerung des Hauptsprunges nach Nordosten zu gelegenen Gebietsteile tragen tatsächlich einen sehr komplizierten Bau zur Schau: hier, im Süden des Potzbergs, sind, wie die neuesten Untersuchungen von Dr. REIS gezeigt haben, überkippte Falten vorhanden. „Im Verein mit dem Nachweis einer überkippten Faltenzone in der nordöstlichen Verlängerung des südlichen Hauptsprunges gewinnen“ — so schreibt Professor LEPLA in seiner „Ist das Saarbrücker Steinkohlengebirge von Südosten her auf Rotliegendes aufgeschoben?“ betitelten

Veröffentlichung (15. März 1907, Monatsberichte der Deutsch. Geolog. Gesellschaft 1907, Nr. 3) — „die Bewegungsvorgänge bei Frankenholz, auch diejenigen bei Wellesweiler, St. Ingbert und am Schiederbornschacht sehr wesentlich an Klarheit: prätriadische Falten mit Überkippung, vielleicht mit steilstehender Überschiebung des nordwestlichen (älteren) Teiles auf den südöstlichen (jüngeren), wahrscheinlich mit zerrissenem Mittelschenkel, das ganze dann in nachtriadischer Zeit durch eine einfache Verwerfung noch einmal aufgerissen und an ihr der SO-Teil in die Tiefe gesunken.“ — Auch wir waren bisher versucht, für die Gegend am Sprung bei St. Ingbert einen komplizierten Bau, ähnlich dem geschilderten, anzunehmen. Die neue Bohrung lehrt aber, daß, in der Region südöstlich vom Sprung, schon in verhältnismäßig geringer Entfernung von diesem (die Entfernung der Bohrstelle vom Sprung beträgt 3 km) bereits einfache Verhältnisse hinsichtlich der Lagerung bestehen. Daß es unmittelbar am Sprung zu besonders auffälligen oder verwickelten Lagerungsformen gekommen sein mag, darf nicht besonders wundernehmen, außerdem legen die Aufschlüsse im Rothellschacht und die aus den Elversberger Bohrungen gewonnenen Ermittlungen dar, daß nach Norden hin die Störungszonen eine Strecke weit fortsetzen; den Beweis aber für Überschiebungen<sup>1)</sup> größerer Art, wenigstens für weitere Gebiete und namentlich nach Südosten hin, sehen wir nicht erbracht. In dem Gebiet östlich von der Blies am oberen Glan, in dem jene erwähnten Komplikationen beobachtet werden konnten, ist übrigens der volle Schichtenaufbau bis zum Oberrotliegenden entwickelt, die Fortsetzung davon unter der Triasdecke weiter im Südwesten dürfte für das Gebiet westlich von der Blies wohl erst in einem nicht zu nahe östlich von St. Ingbert gelegenen Striche gesucht werden.

Nach den Ergebnissen der neuen Bohrung darf man, glauben wir, mit einer gewissen Berechtigung annehmen, daß an dieser Stelle ein normaler Aufbau im

<sup>1)</sup> Nachträgliche Anmerkung. Auch die im Rothellschachte (Rischbachtälchen) vorgefundenen Verhältnisse (Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken S. 64; Geognostische Jahreshefte XV, 1902, S. 282; ebenda XX, 1907 S. 13; LEPLA in Monatsber. der Deutsch. Geolog. Gesellschaft 1907, Nr. 3 S. 94) dürften noch nicht genügen, um eine Überschiebung größerer Art zu beweisen. Daß im gestörten Gebirge, noch dazu in der Nähe der Region des mächtigen Sprunges einmal ein Zwickel jüngeren Gesteins in älteren Ablagerungen eingeklemmt sein kann, wird wohl kaum besonders auffällig erscheinen und kann sicher nicht zu Schlüssen weitergehender Art berechtigen. In der petrographischen Ausbildung ist keine Verschiedenheit an den Gesteinen zu bemerken, so daß für den zwischen 281 und 300 m gelagerten Schichtenkomplex des Rothellschachtes allein der paläontologische Befund auf jüngeres Gebirge, nämlich Ottweiler Schichten, hinweist, während darüber und an ihrer Basis deutlichst die Saarbrücker Schichten festgestellt sind. Daß die aufgefundenen Pflanzenarten in ihrer Vergesellschaftung, wenigstens für das Saar-Rheingebiet, auf jüngere Schichten als solche von der produktiven Saarbrücker Reihe deuten, läßt sich nicht verkennen, vielleicht dürften aber doch folgende Punkte Beachtung verdienen. Von den ausschlaggebenden Arten ist *Sigillaria Brardi* die wichtigste, dieses Fossil kommt aber in anderen Karbongebieten auch in Schichten vor, die den Saarbrücker im Alter gleichstehen (vgl. J. SCHUSTER Geognostische Jahreshefte XX, 1907 S. 14, Anm. 2); für Saarbrücker Schichten scheint auch das Kieselholz (*Dadoxylon Brandlingi*) zu sprechen (l. c. S. 13). Andererseits darf selbst der Vorstellung Raum gegeben werden, daß einmal die eine oder andere Art ausnahmsweise auch in etwas tieferen Lagen auftreten könnte. Im ganzen sind es nämlich nur ein paar Formen, die hier in Betracht kommen.

In der oben zitierten Arbeit von LEPLA wendet sich dieser Autor gegen eine von den Herren BERGERON und PAUL WEISS hinsichtlich der Lagerungsart des Saarbrücker Steinkohlenreviers unter namentlicher Beziehung auf die Verhältnisse bei Frankenholz (Stellung der Schichten des nach Südosten getriebenen Querschlags zum kohlenführenden Komplex) geäußerten Anschauung (Sur l'allure du bassin houiller de Sarrebrück et de son prolongement en Lorraine française, Compt. rend. de l'Acad. des Sciences tom. 142, 1906, p. 1398); ich möchte bei dieser Gelegenheit bemerken, daß ich mich den Ausführungen LEPLAS ganz in dieser Sache anschließen kann.

Schichtenkomplex vorhanden sei; derselbe begänne oben mit Mittleren Ottweiler Schichten, die an der Hauptverwerfung an den Schichten der unteren Saarbrücker Stufe abstoßen.

### b) Folgerungen.

Bei der großen Bedeutung, die die Ingberter Bohrung für die Beurteilung des ganzen Gebietes südöstlich vom Sprung besitzt, möchte es wohl am geratensten sein, die Bohrung zunächst noch eine Strecke weiter hinab abzustoßen. Es ist wichtig und erscheint geboten, über die geognostischen Verhältnisse noch mehr, als es durch die bisherigen Aufschlüsse der Bohrung möglich war, ins Klare zu kommen. Man könnte dann unter Umständen weitere Schlüsse für den Aufbau und die Lagerung des kohlenführenden Gebirges im Untergrunde der südwestlichen Ecke des rheinpfälzischen Landes ziehen. Zunächst käme es nur darauf an, eine ganz sichere Orientierung für die Schichten in der erreichten Teufe hinsichtlich ihrer genauen geognostischen Lage im ganzen Komplex zu haben. Daß es die Unteren Ottweiler Schichten sind, in denen sich die Bohrung im Tiefsten jetzt<sup>1)</sup> bewegt, dürfte nicht zu bezweifeln sein. Beim Weiterbohren könnte sich aber, was wir zwar nicht für wahrscheinlich halten, der längst gesuchte Leiaiahorizont doch noch vorfinden. Dann wäre genügender Aufschluß geschaffen, ein weiteres Hinabdringen auch gar nicht mehr rätlich. Es würde in dem Falle den Unteren Ottweiler Schichten eine außerordentlich große Mächtigkeit zukommen und wie bei Friedrichweiler von dem Leiaiabänken an vielleicht noch ein beträchtlicher Abstand (rund 200 m oder noch mehr) bis zu den Kohlen vorhanden sein. Oder aber, und das halten wir für das wahrscheinlichere, man befindet sich im jetzigen Tiefsten des Bohrlochs schon an der Basis der unteren Ottweiler Stufe oder nahe daran, dann müßte man ohnedem bald die oberen Flammkohlen erreichen und es wäre hierdurch die volle Klarheit über die Schichtenfolge gegeben.

Leider vermögen wir nicht für die weitere Umgebung des jetzigen Bohrplatzes eine aller Voraussicht nach für eine Bohrung günstigere Stelle anzugeben. Wendet man sich nach Südosten oder Süden, so gelangt man in die mächtig aufgebaute Triastafel hinein und hätte, abgesehen von allem andern, zunächst ein hohes Deckgebirge zu durchstoßen. Schon in dem vom jetzigen Bohrpunkt nicht so sehr weit entfernt gelegenen Würzbacher Tälchen befindet man sich in einem ziemlich hohen Niveau der Schichtenreihe des Buntsandsteins, außerdem würden beim Niedergehen in die Tiefe für das Karbon wohl dieselben Verhältnisse wie bei Sengscheid sich ergeben. Das untere Bliestal ist bereits in dem Muschelkalk eingengagt; dessen Unterlage, der Buntsandstein, besitzt eine Mächtigkeit von 500 m. Gleichwohl möchten wir glauben, daß eine Zeit kommen wird, wo man versucht, auch die Muschelkalkplatte zur Aufspürung von Kohle zu durchstechen. Im benachbarten Lothringischen ist man vom Muschelkalk aus auf Kohle fündig geworden, doch liegen die Striche nicht in einem von großer Absenkung betroffenen Gebiet wie dies für die Regionen südlich vom großen Südlichen Hauptsprung gilt. Mit diesem ungünstigen Umstand muß man eben stets rechnen, wenn die Gegend südöstlich von Ingbert in Betracht kommt. Dort in Lothringen sind noch in der Gegend

<sup>1)</sup> Nachträgliche Anmerkung. Obige Abhandlung wurde geschrieben als die Bohrung noch im Gange war. Diese wurde späterhin eingestellt, da wegen der bereits erreichten bedeutenden Tiefe auch im Falle der Fündigkeit eine vorteilhafte Ausbeute von Kohle voraussichtlich doch nicht ermöglicht worden wäre.

westlich von St. Avold bei Lubeln, Baumbiedersdorf unter Muschelkalk und Buntsandstein Kohlen und zwar nach den von SCHULZ-BRIESEN (Congrès International des Mines et de la Géologie appliquée, Liège 1905, Section de Géol. appl.) gegebenen Profilen in der Tiefe von 400—500 m und dann bei 700 m gefunden worden; noch weit nördlich davon, bis Busendorf (40 km westlich von St. Ingbert), dehnen sich die Ablagerungen des Steinkohlegebirges, das in den Tiefen von 500—1000 m nachgewiesen worden ist, unter der mächtigen Triasdecke aus. In der Richtung nach Südwest ziehen sich die Saarbrücker Schichten noch nach Frankreich hinein fort, wie die Bohrungen bei Pont-à-Mousson bewiesen haben (LAUR, Le nouveau bassin houiller de la Lorraine française, Congrès Internat. Liège 1905; L. VAN WERVEKE Der lothringische Hauptsattel und seine Bedeutung für die Aufsuchung der Fortsetzung des Saarbrücker Kohlensattels (Centralblatt f. Min., Geol. u. Paläont. 1904, S. 390); die Flözführung soll sich aber nach VAN WERVEKE (Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken 1:200 000, Straßburg 1906, S. 123) bisher nicht als sehr günstig erwiesen haben.<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Nachträgliche Anmerkung. Über die Möglichkeit von Kohlenfunden, sowie später über Resultate der Bohrungen auf französischem Gebiet gibt eine ganze Reihe von kleineren während der letzten Jahre veröffentlichten Abhandlungen genauere Auskunft, woraus hier Einiges zur Ergänzung des oben Angedeuteten aufgeführt sein mag. Proben der Kohlen und Gesteine sowie zahlreiche Karbonpflanzen aus diesen Bohrungen waren auf der Internationalen ostfranzösischen Ausstellung in Nanzig (Sommer und Herbst 1909) zur Schau ausgelegt.

Ich führe aus der reichlichen Literatur nur an: R. NICKLÈS De l'existence possible de la houille en Meurthe-et-Moselle, Nancy 1902; NICKLÈS Sur les recherches de houille en Meurthe-et-Moselle, Comptes rendus de l'Académie des Sciences, tome 140, 1905 p. 896; NICKLÈS Sur la découverte de la houille à Abaucourt, ebenda tome 141, 1905 p. 66; CAVALLIER Sur la découverte de la houille en Meurthe-et-Moselle, ebenda p. 893; ZEILLER Sur la flore et sur les niveaux relatifs des sondages houillers de Meurthe-et-Moselle, ebenda tome 144, 1907, p. 1137 und Referat des Autors darüber Geolog. Centralblatt, X, 1908, S. 285; L. VAN WERVEKE Nachtrag zum Geologischen Gutachten über die Frage, ob die Steinkohlenformation im Großherzogtum Luxemburg aufgefunden werden kann: Die Bohrungen in den Nachbargebieten im Bulletin Mensuel, Organe officiel de l'Association des Ingénieurs et Industriels luxembourgeois, 8. Jhrg. 1908 S. 51—60 und S. 69—73; L. VAN WERVEKE Die Versuche zur Aufschließung von Kohle bei unsern westlichen Nachbarn, Straßburger Post, Samstag 14. August 1909, Nr. 888 und Sonntag den 15. August 1909 Nr. 892.

Schon JACQUOT wies (1850 und in den folgenden Jahren) für Bohrversuche auf die Bedeutung der Firstlinie der in Lothringen nachgewiesenen Sattelregion hin. Dementsprechend ist bei der Bestimmung der Lage der Bohrstellen vorgegangen worden: man suchte daher die Antiklinalen auf. Auf der Scheitelregion des mesozoischen Sattels zwischen Cheminot und Eply oder in der Nähe davon wurden die ersten Bohrungen angesetzt. Über den Bau des Untergrundes stellte namentlich NICKLÈS eingehendere Betrachtungen an. Von besonderer Bedeutung ist, was diese Gegend (bei Pont-à-Mousson) betrifft, das Nichtvorhandensein der oberen Schichtenkomplexe der paläozoischen Reihe, welchen, die Verhältnisse vom Saarbrücker-pfälzischen Gebiete abgenommen, die Mächtigkeit von 3200 m zukäme. Die Gesamtüberdeckung betrachtet, so nimmt diese nach Südwesten stetig zu. In Deutsch-Lothringen trifft man das Kohleengebirge bei Rosseln (St. Charles-Schacht) unter einer Bedeckung von 75 m, in Spittel (Schacht III) von 172 m an. Diese Orte liegen in der Buntsandsteinebene des Kreuzwaldes; vom westlich und südwestlich sich erhebenden Muschelkalkplateau aus hat man die Schichten der Kohlenformation in Baumbiedersdorf bei 408 m, in Bolchen bei 462 m und in Falkenberg bei 590 m erreicht. In Französisch-Lothringen kam das Kohleengebirge am nord-östlichsten Punkte (Eply) bei 659 m, im Südwesten (Wald von Greney bei Gezoncourt) des Pont-à-Moussoner Bohrgebietes erst bei 950 m Teufe zum Vorschein. Durch seine paläontologische Arbeiten hat ZEILLER die verschiedenen Kohlen- oder Schichtengruppen der Saargegend nachzuweisen vermocht, so beispielsweise die Ottweiler Schichten bei Abaucourt mit *Pecopteris hemitelioides* und *P. oreopteridia*, die Oberen Flammkohlen bei Schloß Dombasle, Bois Greney und Jezainville, deren Bohrlöcher im Mittleren oder Oberen Lias angesetzt sind, mit *Odontopteris Coemansi* und *Pecopteris Pluckenetii*, die Unteren Flammkohlen bei Martincourt und Les Ménils und sogar die

Wichtiger als zu wissen, wie weit die Kohlen nach Norden und Südwesten reichen, ist für uns die Frage, wie weit sie für die Pfalz — ihr wohl nicht zu bezweifelndes Vorhandensein südlich vom großen Sprung in der noch nicht erreichten Tiefe angenommen — nach Osten hin noch erwartet werden können. Die durch den Hauptsprung abgesenkten Kohlengebirgsschichten gehen nicht unter der Triasdecke bis zum Rheintal durch, denn die Aufschlüsse am Ostrand der Haardt lassen unter den Triasschichten nur Oberrotliegendes auf altem Gebirg (Gneis, Kulmschiefer) erkennen. Die Saarbrücker Schichten werden überhaupt nicht, was auch LEPPLA hervorhebt, querschlägig nach Südosten noch lange anhalten. Unter Berücksichtigung der Ausdehnung des alten Beckens der karbonischen Bildungen, also nach geologischen Momenten läßt sich vielmehr vermuten, daß die Flözföhrung in der Richtung senkrecht auf das nordost-südwestliche Hauptstreichen ungefähr bei Saargemünd oder etwas östlich davon zu Ende geht: danach hätte man eine Linie, die zwischen Saargemünd und Saaralben durchzieht und in der Südwest-Nordostrichtung streicht, als die mutmaßliche Ostgrenze des Absatzgebietes der kohlenführenden Lagen sich vorzustellen. Im übrigen scheinen uns auch aus anderen Gründen die Verhältnisse nach Osten hin sich ungünstiger zu gestalten, von der bedeutenden Tiefenlage der Karbonbildung zunächst ganz abgesehen. Da man sich am Südflügel des karbonischen Sattels befindet, werden sich nach Osten zu immer jüngere Schichten der permokarbonischen Reihe auf das Karbon der älteren Stufen auflegen. Gegen den Rand dieses unterirdischen Permokarbonzuges hin sind die

Fettkohlen bei Pont-à-Mousson, Atton und Eply mit *Neuropteris gigantea* und *Sphenophyllum myriophyllum*. Die Bohrung von Dombasle durchschnitt bei 893 m Tiefe ein über 2 m dickes Flöz, dem bei 919 und 1083 m noch zwei schwache und noch tiefer ein stärkeres folgte (Einfallen 35–45°). Im Bohrloch Eply zeigten sich sieben bauwürdige Flöze in der Teufe zwischen 1273 und 1505 m mit der Gesamtmächtigkeit von 6,7 m unter ca. 10° Neigung. Durchsunken wurde hier der Obere Keuper mit 20 m, der Mittlere und Untere mit zirka 138 m, der Muschelkalk mit 160 m und der Buntsandstein mit rund 300 m Mächtigkeit. Die Bohrstelle von Abaucourt (wie Eply in der Nähe der deutschen Grenze gelegen) befindet sich in den roten Tonen des obersten Keupers (Rhäts). Das Permokarbon oder Karbon wurde hier bei 830 m erreicht. Es besteht zu oberst aus dunkelrotbraunen und graugrünlischen Schiefertonen (40 m) mit feinkörnigem Glimmersandstein an der Basis (ca. 4 m), darunter folgen (20 m) graue sandige Schiefer mit Pflanzenresten, welche Schichten zusammen vielleicht der unteren Ottweiler Stufe zugerechnet werden dürften. Bei 896 m ist ein 2,5 m mächtiges Kohlenflöz (Einfallen 15°) erbohrt worden, tiefer stellten sich noch ein paar, aber nicht so starke Flöze ein. Die Gesamtkohlenmächtigkeit beträgt hier 6,26 m, sie verteilt sich auf eine Schichtenhöhe von 308 m. Im benachbarten Bohrloch Laborde, das bei 859 m in karbonische Schichten eindrang, fand sich ein 30 m mächtiges Konglomerat vor, welches die französischen Geologen mit dem Holzerkonglomerat in Beziehung bringen wollen. Die Bohrung Pont-à-Mousson, die im Mittleren Lias ansetzte, hat Liasschichten mit 113 m, den Keuper mit 234,5, den Muschelkalk mit 145,5 und den Buntsandstein mit 296 m durchörtert; zwischen 819 und 1287 m wurden fünf Flöze mit 3,55 m Kohle angeschnitten. Durch die Bohrungen hat sich ergeben, daß im Streichen des Saarbrücker Kohlengebirgssattels ein Abnehmen der Triasbildungen vorhanden ist; außerdem wurden bei Raucourt, Moulin-de-Mons und Brin im mittleren Keuper Salzlager zu 8 m, 35 m und angeblich 60 m konstatiert.

Späterhin ging man über die Sattellinien hinaus. Bei Brin im Seilletal stieß man bei 893,5 m unter Buntsandstein auf Rotliegendes, das bei 1205 m noch anhielt. Ein Bohrloch in Mont nächst Lunéville durchfuhr den Buntsandstein mit 371 m, drang bei 505 m Teufe in Rotliegendes mit Eruptivgesteinslagern ein, das mit 666 m bis 1172 m Teufe fort dauerte, worauf Untere Ottweiler Schichten folgten, worin bei 1197 m ein 6 cm haltender Kohlenstreifen sich befand; bei 1428 m wurde die Bohrung eingestellt. In dem weiter südöstlich gelegenen Bohrloch von Gironcourt (15 km westlich von Mirecourt) wurde Buntsandstein und Rotliegendes nur mehr mit je 162 m durchstoßen. Hier wurde ein Flöz mit 0,7 m bei 700 m Teufe und ein zweites mit 0,6 m Kohle bei 823 m Teufe gefunden; nach den Einschlüssen gehören diese Schichten zu den Unteren Ottweiler.

Schichten allem Ermessen nach steil aufgerichtet und die Lagerung nimmt solche Komplikationen an, wie sie oben für das obere Glangebiet geschildert worden sind. Die Komplikationen in der Lagerung dürften sich wohl schon bald bemerkbar machen, wenn man von St. Ingbert rein östlich oder nordöstlich sich wenden würde. Wir gelangen damit in die Nähe des Gebietes, in welchem eine Bohrung bereits angesetzt war: wir meinen die verlassene Bohrstelle von Lautzkirchen-Blieskastel. Es ist nicht ausgeschlossen, daß nördlich von der benachbarten Bierbacher Verwerfung die verwickelteren Verhältnisse auch im Untergrund des Bliestales sich zeigen könnten. Genaueres darüber vermögen wir jedoch nicht zu sagen, ebenso auch nicht über die Bohrresultate von diesem Platze, der uns hinsichtlich der Lagerung in der Tiefe weniger von Störungen beunruhigt zu sein dünkt als die nördlich anstoßenden Gebietsteile. Nach der Angabe LEPPLAS (Die Ausdehnung des Karbons im Süden des Rheinischen Schiefergebirges, Bericht über den 9. Allgem. Deutsch. Bergmannstag 1904, S. 57) wäre übrigens im Bohrloch Blieskastel eine Entwicklung des Oberrotliegenden wie in der Gegend des oberen Glantals zu konstatieren gewesen. In diesem Falle hätte ein Versuch, Kohlenflöze hier zu finden, wohl keine Aussicht. Doch möge erwähnt werden, daß unsere mit der LEPPLA'schen Angabe korrespondierende Bemerkung, es sei in der Bohrung bei der Teufe von über 800 m der sogen. Grenzmelaphyr angeschnitten worden (Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken S. 64), welche Mitteilung wir mündlich übernommen hatten, doch nicht, wie wir nachträglich erfahren haben, zutreffend sein soll. Da wir keine Proben aus dieser, der Lautzkirchner Bohrung selbst zu besichtigen Gelegenheit hatten, können wir uns allerdings über dieselbe nicht bestimmter äußern. Die Frage, ob Oberrotliegendes oder Mittlere Ottweiler Schichten vorliegen, wird sonach noch einer Klärung bedürfen. Uns möchte es nach der allgemeinen Lage des Blieskastler Bohrlochs scheinen, als ob im großen und ganzen noch ähnliche Verhältnisse wie bei dem vom Ingberter neuen Bohrloch durchteuften Gebirgstheil ausgebildet sein dürften. Eine sichere Entscheidung würde wohl erst durch eine weitere Vertiefung des Bohrlochs bei Lautzkirchen oder durch eine benachbart neu angelegte Bohrung, welche wenigstens von großem wissenschaftlichem Interesse wäre, nach eingehender Untersuchung des herausgeschafften Kernmaterials sich ergeben können.

Die Schichtenabteilung des produktiven Karbons, die zuerst unter der flözleeren Decke angetroffen würde, wäre die obere Flammkohlenpartie. Diese Abteilung hat sich zwar in den westlichen Bezirken der Kohlenschließung in der Flözhaltung unbeständig gezeigt, indem sie an dem einen Ort, wie bei Friedrichweiler, eine geringe Anzahl Flöze einschließt, an anderen Plätzen der Verbreitung aber, wie der Betrieb einiger Gruben dartut, in der Flözführung befriedigend sich erweist; für die Gegend von St. Ingbert dürften jedoch die Aussichten auf Flözhaltung der Schichtengruppe, angenommen daß sie in großer Teufe noch aufgefunden würde, nicht ungünstig erscheinen. Man wird dabei die Verhältnisse am bebauten Nordflügel in Vergleichung zu ziehen haben und da weist uns KLIVER darauf hin, daß von Jägersfreude an ostwärts eine Zunahme in der Anzahl der bauwürdigen und Mittelflöze innerhalb der Flammkohlenpartie (für ihre beiden Abteilungen zusammen) stattfindet und zwar bis Friedrichstal und Reden hin.

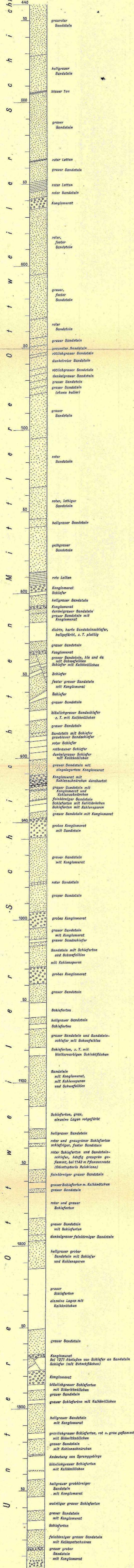
Aus dem bisher Dargelegten ist ersichtlich, daß wir für das Gebiet südlich vom großen Südlichen Hauptsprung einen weiteren Platz, der geeignet wäre für eine Bohrung auf Kohle oder dessen Position nach seiner geologischen Lage günstiger erschiene als der Punkt der jetzt niedergebrachten Bohrung, vorerst leider nicht anzugeben vermögen.

# Profil der Tiefbohrung von St. Ingbert

von 440 m an abwärts.

(Bohrloch an der Sengscheider Straße.)

Maßstab 1:1000.



# Hydrogeologische Beobachtungen zur Feststellung des Quellbereiches der Wasserversorgung für die Stadt Lichtenfels.

Eine gutachtliche Äußerung, namentlich im Hinblick auf eine eventuell durch Bergbau den Quellen drohende Schädigung.

Von

**Adolf Schwager.**

(Mit einem Kärtchen.)

Das hier in Frage kommende Gebiet liegt am nordwestlichen Rand der vom oberen (Bayreuth-Bamberger) Mainbogen begrenzten fränkischen Juraplatte, der Quellort befindet sich 9 km südlich von der Stadt Lichtenfels und nächst dem Ort Schwabthal.

Die Quellfassung selbst erfolgt am westlichen Ende von Schwabthal, knapp oberhalb der Döriztmühle. In unmittelbarer Nähe vorfindliche Entblößungen des Untergrundes lassen erkennen, was schon aus der geologischen Karte dieser Gegend zu schließen war, daß der Austritt der gefaßten Wasser an der Grenze von Weiß- und Braun-Jura erfolgt.

Die abgeleitete Wassermenge beträgt laut Angabe des Stadtmagistrates von Lichtenfels nahezu 100 Sek.-Liter, und nach vorgenommenen Versuchsmessungen fließt im nahen Mühlbach (Döriztquellbach) wenigstens die gleiche Menge zu Tal. Ferner entströmen im doch immerhin engen Talwinkel von Schwabthal, aus dem Tiefental stammend, weitere 100 Sek.-Liter, so daß im ganzen auf die kurze in Betracht kommende Strecke des Gebirgsabfalles bei Schwabthal zur Beobachtungszeit (Juni 1907) Quellen mit einer Schüttung von reichlich 300 Sek.-Liter zu Tage treten.

Da jedoch eine räumliche Trennung der einzelnen Quellgebiete dieser Gruppe selbst nach eingehenderer Begehung, kaum einwandfrei durchführbar wäre, so finden sie in folgendem eine gemeinsame Besprechung.

Alle diese hier in Betracht kommenden Quellwasser werden zunächst von dem klüftigen Kalkmassiv des Weiß-Jura aus den Niederschlägen rasch aufgenommen und gleicherweise zur Tiefe geführt, so lange diese Versitzwasser nicht auf weniger leitende Lagen stoßen, die sie, wenigstens nach Maß ihrer Undurchlässigkeit, zum seitlichen Ausfluß und hiermit gegebenenfalls zum endlichen Tagaustritt im Schichtausstreichen zwingen. (Schichtfugenquellen z. T.)

Als solche beschränkt stauende Schichten treten zwar im Verband des Weiß-Jura gerade südlich von Staffelstein auffallend lettig entwickelte Lagen der mittleren Tenuilobatuskalke reichlicher auf, doch sind es nur schwache Quellen, die

nahe der obersten Randstaffel der Gebirgstafel auf diese Weise zur Bildung gelangen. Die nächste Hauptstauschicht im ganzen Juragebiet, wie auch an der Döriz, bilden erst die Grenztonne des oberen Braun-Jura, der Ornatenton.

In Übereinstimmung mit dieser Beobachtung finden wir auch bei Schwabthal in den oberen Teilen der Entwässerungsrinnen nur meist dürftige, oft nach kurzem Lauf wieder versitzende Wasserfäden, die erst im Talgrund und Niveau des austreichenden Ornatentones rasch zu ganz stattlichen Bächlein angewachsen sind.

Wir hätten es somit bei den Hauptquellen der Döriz,<sup>1)</sup> ihrer ersten Bildungsstufe nach, mit Spalten-, ihrem Endverlauf entsprechend mit Schicht- oder besser Stauschicht-Quellen zu tun. Letztere Bezeichnung bedarf aber, wie die weiteren Erörterungen zeigen sollen, noch einer gewissen Ergänzung oder doch Umschreibung.

Als kennzeichnend für die Döriz-Quellen, um dies nochmals kurz hervorzuheben, hat sich ergeben: ihre reiche Schüttung, ihre nahe aneinander liegenden Hauptaustrittsstellen und endlich die gemeinsame Lage der eben bezeichneten Quellorte am Wechsel vom Weiß- zum Braun-Jura.

Das häufige Auftreten von starken Quellen im reichlich von offenen Schichtfugen, ebensolchen Sprüngen und Klüften durchsetzten, daher leicht wasserleitenden Kalkgebirge, wie es namentlich auch der Franken-Jura vielfach darstellt, ist bekannt und leicht verständlich. Das Zustandekommen jeder Quelle unterliegt jedoch, wie die Betrachtung im einzelnen zeigt, ganz bestimmten geologischen Verhältnissen, die sich, als erdinnere, vielfach unserer Kenntnis entziehen. Gleichwohl wird es sich auch im vorliegenden Fall darum handeln, die oben genannten Merkmale der Quellen bei Schwabthal nach Maß einer, wenn auch lückenhaften Kenntnis der inneren Tektonik des Gebirges unserem Verständnis näher zu bringen.

Ergußreiche Quellen verlangen ein angemessen großes Nährgebiet. Jenes der zurzeit angenähert 300 Sek.-Liter schüttenden Döriz-Quellen berechnet sich nach der, auf Grund amtlicher Angaben abgeleiteten, durchschnittlichen Maximal-Ergiebigkeit des nördlichen Franken-Jura an Quellwasser, auf 35—40 qkm.

Der Höhengestaltung nach kann es nur jener den Quellen gegen OSO. bis SO. zu vorgelagerte Teil der Hochfläche sein, der entsprechend dem gegebenen Flächenmaß von großen Teilen der Ortsgemarkungen Kümmerreuth, Wattendorf, Möhrenhill, Bogendorf und Eiching umschlossen wird, und in dessen Mitte ungefähr Rothmannsthal liegt. Ausgeschlossen sind selbstverständlich alle jene Teile dieser Fläche, die etwa unter das Niveau der Hauptaustritte fallen (oder besser, wenn auch rein theoretisch gedacht, alle Teile, die neben und unter der Grundfläche des nach den Quellorten zu abfließenden Wasserkörpers liegen) oder sonst offensichtlich benachbarten Taggerinnen tributär sich erweisen.

Lage und Haupterstreckung dieses, schon orographisch vorgezeichneten, allein möglichen Zuflußgebietes gibt uns zugleich die Hauptfließrichtung der zuströmenden Bodenwasser, und zwar in völliger Übereinstimmung nicht bloß mit den das umliegende Gelände durchziehenden tektonischen oder Störungslinien, sondern auch

<sup>1)</sup> Im „Atlas der Bayerischen Flußgebiete“ und „Verzeichnis der Flächeninhalte der Bach- und Flußgebiete im Königreiche Bayern, herausgegeben vom Kgl. Bayer. hydrotechnischen Bureau, München 1906“, finden sich nachstehende Bezeichnungen: „Döriz“, Quellbach oberhalb der Dörizmühle. „Kaider-Bach“, ihr links- und „Tiefental-Bach“ ihr rechtsseitiger Zufluß. Bei Stublang vereint sich die „Döriz“ mit der „Döberten“ (auch „Döbeeten“ genannt), Quellbach von Uetzing her, und bilden den „Lauterbach“.

mit der Richtung der doch anscheinend tektonisch beeinflussten Längs-Talfurchen innerhalb des angeschlossenen Gebirgstalles. So verläuft die NO. an den Döriz-Quellen vorbeiziehende Bruchlinie von Arnstein nach Lichtenfels, und jene SW. gelegene (S. von Staffelstein) von Weichenwasserlos über Ober-Küps nach Sträublingshof. Beide Linien gehen somit genau von SO. nach NW.

Da erfahrungsgemäß die Kleinklüftung der Gesteine, die hier zumal erst die bevorzugten Sammel-Wasserwege schafft, den großen Störungslinien folgt, mit ihnen in der Hauptsache gleich gerichtet verläuft, so erscheint die vorherrschende von SO. her verlaufende Zuflußrichtung der Bodenwasser für die Döriz mit der gegebenen Bruchrichtung zugleich mit verzeichnet.

Aber mit dem bloßen Nachweis einer besonderen, wenn auch zunächst einseitig bevorzugten Leitfähigkeit der den Quellen vorgelagerten Gebirgstafel wären die vorhin verzeichneten Merkmale unserer Quellen nicht genügend erklärt.

Wir haben im Ornatenton schon die (obere) Hauptstauschicht im Jura kennen gelernt und in ihrer räumlichen Gestaltung müssen wir den letzten Grund für Verlauf und Art des Austrittes der über ihr gesammelten Bergwasser suchen.

Da erscheint es nicht unwichtig, einige Angaben über die nach der geologischen Karte des Königreichs Bayern ermittelten Höhenlage, in welcher diese Schicht in der Umgebung der Quellen zum Ausstreichen gelangt, zusammenzustellen. Diese Höhenlage stellt sich an den Quellen bei Schwabthal auf 350 m (ü. d. M.); bei Weichenwasserlos (4,5 km S. von den Quellen) auf 370 m; bei Mönchkröttendorf (6 km NO. von den Quellen) auf 360 m; bei Herbstmühle (S. Weismain, 13 km O. von den Quellen) auf 368 m und bei Heiligenstadt (25 km SOS. von den Quellen) auf 370 m Seehöhe.

Aus diesen Zahlen ergibt sich die bedeutungsvolle Tatsache, daß für einen weiteren Umkreis bei Schwabthal der tiefste Austrittspunkt der über dem Braun-Jura gestauten Gebirgswasser vorliegt, und die nächste Wirkung der hieraus zu folgernden Schichtabiegung, d. h. einer Einsenkung im sonst mehr gleichförmigen Schichtenverlauf wäre am ehesten mit jener des „Ausgusses“ an einem Gefäß zu vergleichen: alle durch die Neigung in Bewegung geratenen Flüssigkeitsteilchen streben nach dieser Stelle hin.

Aber nicht genug an dem, so erscheint die Schwabthaler Austrittsstelle, gegenüber benachbarten, sichtlich dem Gebirgskern näher gerückt, d. h. der lange schon tektonisch begünstigte Austritt wurde durch die hierdurch verstärkt wirksame Erosion, im steten Vorrücken, in immer günstigere Stellung zu dem zum Abfluß drängenden Sammelwasser gebracht.

Die Summe der herangezogenen Feststellungen mag genügen, um den reichlichen und gedrängten Quellerguß an besagter Stelle befriedigend zu erklären, nur wird jetzt die eingangs gewählte Bezeichnung „Stauschicht-Quellen“ nach dem Vorangeführten als bloße Quell-Orts- oder besser Endwegs-Bezeichnung, für unzureichend gelten können, wogegen der Name „Tektonische Stauschicht-Quellen“ für die Döriz-Quellen gewählt, nicht allein Weg und Ort in erschöpfenderer Weise, sondern auch die endgültig gestaltenden Kräfte mit zum Ausdruck brächte.

Noch sei darauf hingewiesen, daß in der „Tektonischen Karte (Schollenkarte) Südwestdeutschlands, Bl. Frankfurt, herausgegeben vom oberrheinischen geologischen Verein“ sich folgende Darstellung der Tektonik nächst Staffelstein findet:

Neben dem nördlich und südlich an Staffelstein vorbeiziehenden, schon oben erwähnten Bruchlinien, die im verzeichneten Verlauf mit den vorhin gegebenen nahe übereinstimmen, stehen Fallzeichen, die zwischen diesen Linien eine Muldung der Schichten anzeigen. Die Muldenachse als Tiefenlinie zieht zwar bei Uetzing und nicht an dem eng benachbarten Schwabthal vorbei, doch könnte diese Darstellung sowohl zur Erklärung der zwar bedeutenden Quellaustritte oberhalb Uetzing, wie jener jedoch viel stattlicheren bei Schwabthal herangezogen werden. Versuchsmessungen am Tag der Begehung, den 19. Juni 1907, ergaben ein Ergeblichkeitsverhältnis der zwei Stellen wie 1:3.

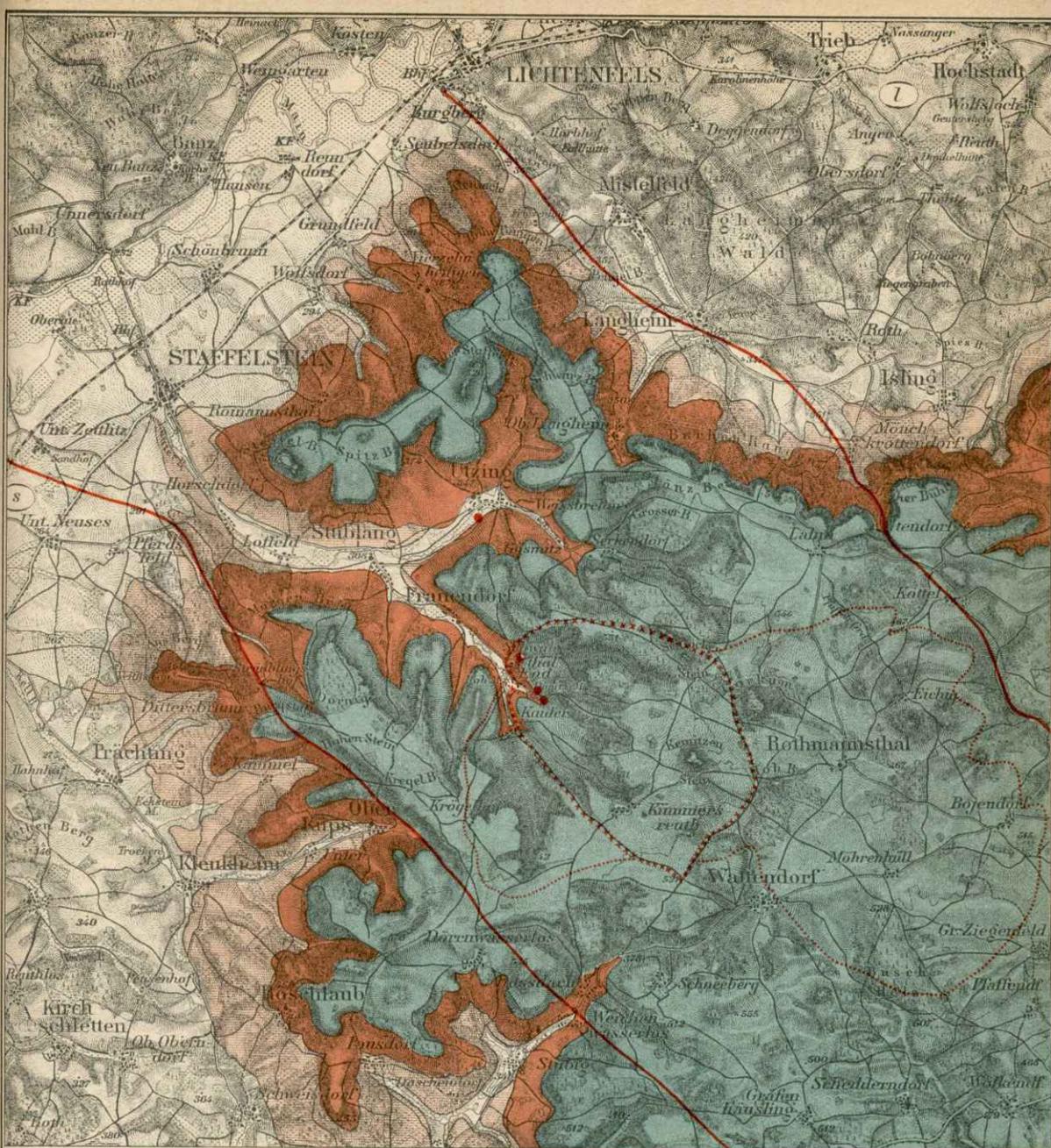
Zusammenfassend gestaltet sich somit das vereinfachte Bild der Quellentstehung bei Schwabthal folgendermaßen: Durch eine nach mehreren und bestimmten Richtungen verlaufende Klüftung ist die 150—200 m über der Talsohle hoch ansteigende, durch 7—9 km auseinander liegende, gleichlaufende Hauptbruchlinien eingeschlossene Weiß-Jurascholle, SO. Staffelsteins, befähigt, einen namhaften Teil der Niederschläge rasch aufzunehmen und vorweg in der Richtung der Hauptklüftung, je nach Gefälle, auf weite Strecken hin abzuleiten. Bei dem Mangel durchgehender, stauender Schichten im Malm, kommt es innerhalb seiner Masse nur vereinzelt zu dürftiger Quellbildung. Die absinkenden Wassermassen werden erst an der Grenze zum Braun-Jura, über dem Ornatenton aufgestaut und im Sinn seiner größten Neigung (die im allgemeinen jene der auflagernden Malmschichten sein wird und folglich für die Wasserbewegung in der Horizontalen auch in dieser Schicht zu einem gleich gerichteten Abfluß führen muß) dem Tagaustritt entgegengeführt. Die erwiesene, vergleichsweise größere Tiefenlage der Stauschicht bei Schwabthal ermöglicht es, den Zuzug und damit den Austritt der Bergwasser besonders günstig zu gestalten, der wiederum durch vermehrte Vorschubleistung bei der Talerosion, im weiteren Umkreis in immer herrschendere Stellung zu den im Kalkmassiv angestauten Wassern gelangte.

Nachdem Bildung und Bestand der Quellen bei Schwabthal oder der Döriz-Quellen tunlichst klarzulegen versucht wurde, gilt es schließlich die mögliche Gefährdung der Quellen durch den Bergbau in den Kreis einer allgemeiner gehaltenen Betrachtung zu ziehen. Hierbei ist der Verlust der Quellen an natürlichem Zufluß allein berücksichtigt und alle hygienischen Gesichtspunkte, so wichtig sie örtlicherseits sich gestalten können, unbeachtet gelassen.

Nur das eine möchte hervorgehoben werden, wie jeder tiefere Bodeneingriff in ein ungestörtes Quell-Nährgebiet um so eher auch zu hygienischen Bedenken Anlaß bieten kann, je rascher von der Eingriffsstelle aus die Bodenwasser zu den Quellen hin verkehren. Und dies wird bei Spaltenwasser am ehesten zu erwarten sein.

In absehbarer Zeit scheint bei Schwabthal nur ein allenfallsiger Abbau der Eisenerze im Eisensandstein des Doggers in Sicht zu stehen und ergäben sich hierzu nachstehende Gesichtspunkte.

Versuchsschürfe am Ausgehenden der erzführenden Lagen werden von wenig Belang für den guten Bestand der Quellen gelten können, insoferne sie nicht in allzugroßer Nähe von diesen Quellen stattfänden, oder schon von vornherein zu außergewöhnlichem Wasserzudrang führten. Ebenso werden Versuchsbohrungen vom Plateau aus unter gleichen Bedingungen für die Quellen an sich keine größere Gefahr bedeuten, so lange es gelingt, durch geeignete Verrohrung jedes Eindringen von erbohrtem Wasser in tiefere Schichten zu verhindern.



## Karten-Skizze

zum Quellbereich der Wasserversorgung für die Stadt Lichtenfels.

Farben- und Zeichenerklärung.



Weiß-Jura



Braun-Jura

Oberer



Braun-Jura

Mittlerer



Verwerfungen

Quellen ●

Engere, \* \* \* \* \* und weitere Grenze: ..... für den beantragten Schutzbereich.

Bemerkungen zum Quellbereichs-Ausmaß: Das orographisch abgeleitete Zuflußgebiet für die Schwabthaler Quellgruppe beträgt laut amtlicher Ermittlung rund 20 qkm; aus der Quellschüttung jedoch berechnen sich 40 qkm Zuflußfläche. (Bei 700 mm Niederschlagshöhe treffen auf 1 qkm 22,2 Sek.Liter Niederschlag. Beträgt die Quellspeude in Durchschnitt der weiteren Umgebung ein Drittel der Regenmenge, dann verlangen die 300 Sek.Liter der Schwabthaler Quellen wenigstens 40 qkm Zuflußfläche.) Der eingezeichnete Schutzbereich soll sodann das Mittel zwischen den 20 qkm Zuflußfläche an Tag und dem berechneten Bereich unter Tag zur Darstellung bringen.

Dagegen liegen die Verhältnisse bei dem eigentlichen Bergbau schon bedenklicher. Da übrigens jeder Schurf einen Bergbau zum Ziele hat, so wären alle zu diesem Zwecke unternommenen Bodeneingriffe in Bezug auf die Unversehrtheit der Quellen gewissermaßen unter dem Gesichtspunkt eines schon in Betrieb befindlichen Baues zu beurteilen. Hierbei wäre vor allem darauf hinzuweisen, daß bei jeder ausgedehnteren Durchörterung der wassertragenden Schicht, des Ornatentones, so lange nicht die Gewähr vorliegt, diese Bruchstelle seitlich dauernd völlig wasserdicht zu gestalten, je nach Umständen für die Quellen die größte Gefahr bestünde, mit dem Beifügen, daß durch den Einbruch großer angeschnittener Wassermengen dem Bergbau selbst bedeutender Schaden geschähe. So viel steht fest, daß ohne jene Gewähr jeder vom Weiß-Jura aus im tieferen Dogger geführte Erzabbau, so weit ein Zufluß zu den Quellen überhaupt stattfindet, schädigend wirken kann, mit dem ergänzenden Zusatz, bei Annäherung an die Quellen und die gedachte Hauptzuflußrichtung in stets anwachsendem Maße.

Fraglich erscheint der mögliche Einfluß durch den vor allem zu gewärtigenden seitlichen Abbau und durch Stollenführung, sonach mit Umgehung eines Durchbruches der Ornatentondecke. Die Beobachtung jedoch, daß Quellen bei Uetzing (z. B. der Königsbrunnen mit an Ort festgestelltem hohem Kalkgehalt, einer Schüttung von über 8 Sek.-Liter und der Temperatur von  $8,5^{\circ}$  C bei 340 m ü. d. M.: alles Werte, die auf kein kurzes Berggerinne schließen lassen) zwischen Eisensandstein und Opalinuston zu Tage tretend starke Kalksintermassen absetzen, kann doch kaum auf die hier örtlich entwickelten aber schwachen kalkigen Lagen im Eisensandstein bezogen werden. Woher sollte das Wasser aber überdies in solchen Mengen aus dem Eisensandstein austreten, wenn es ihm nicht aus der Decke, dem Ornatenton übermittelt würde? Trifft dies zu, dann ist der Kalkabsatz, da das Wasser ursprünglich aus dem Weiß-Jura stammt, leicht erklärt.

Dieses Beispiel lehrt, daß, wenigstens örtlich, der untere Hauptwasserhorizont im Jura (über dem Opalinuston) mit dem oberen (über dem Ornatenton) in direkten Zusammenhang steht, sei es zufolge tektonischer Bruchspalten oder sonstiger durchlässiger Querrisse, und demgemäß die sie verbindenden Wasseradern die erzführenden Lagen des zwischenliegenden Eisensandsteines berühren müssen.

Jedenfalls kann somit auch bei dem Streckenabbau der Erze von einer möglichen Gefahr für die Quellen gesprochen werden, insofern der Bergbau Widerstände für die Wasserbewegung beseitigt, sonach jede vorhandene Wassereinbruch-Möglichkeit nur begünstigen kann, wenn auch diese Gefahr hier mehr als latente einzuschätzen ist. Ihr Wirkungswert wächst ebenso wie oben mit der größeren Nähe der Quellen, ihr Bereich kann aber zum Teil außerhalb des Bezugsgeländes der Quellen selbst fallen.

Zum Schluß sei auf die Kartenbeilage verwiesen, in welcher die Gefahrengrenze für die gedachten Fälle graphisch festzulegen und abzustufen versucht ist. Die äußere Grenze umschlösse das Gebiet jeder Schädigungs-Möglichkeit, wogegen die innere engere, je nach Entfernung von den Quellpunkten, den Abschnitt besonders drohender naher Gefahr bedeuten würde.

# Beziehungen zwischen Erdmagnetischen Messungen und Geologischem Aufbau in der Rheinpfalz.

Von

Dr. F. W. Pfaff.

Anfang der fünfziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts wurden von LAMONT an verschiedenen Orten der Rheinpfalz erdmagnetische Untersuchungen vorgenommen. Wenige Jahre später wurden dann von NEUMAYER an weiteren 31 Punkten die gleichen Messungen ausgeführt, so daß von über 37 Plätzen der Pfalz die magnetischen Bestimmungen vorliegen.

In Anbetracht der jetzt abgeschlossenen geologischen Aufnahme der Rheinpfalz, scheint es sich der Mühe zu lohnen, einen Versuch anzustellen, ob sich bei Vergleichung der geologischen mit den magnetischen Verhältnissen nicht noch weitere allgemeine Gesetzmäßigkeiten, als sie bereits v. NEUMAYER<sup>1)</sup> auf Grund des damals vorhandenen geologischen Kartenmaterials fand, erkennen lassen.

Von diesen magnetischen Stationen liegen die meisten sozusagen auf der Peripherie der Pfalz, während im zentralen Teile nur Kaiserslautern zu nennen ist. In der Rheinebene finden sich neun: Mörsch, Frankenthal, Weisenheim a. S., Ludwigshafen, Speyer, Berghausen, Mechttersheim und Langenkandel. Dann folgen am Gebirgsrande die Punkte bei Edenkoben, Neustadt und Gimmeldingen. Im Norden finden sich die Stationen bei Göllheim, Kirchheimbolanden, und dem Donnersberg, dann vier im Alsenztale: Rockenhausen, Bayerfeld, Obermoschel und Ebernburg, denen sich im Bereiche des Glans Lauterecken, Wolfstein und St. Julian anschließen. Westlich liegen jene bei Brücken-Ohmbach, Mittelbexbach, Homburg, Blieskastel, Zweibrücken, Dietrichingen und Biesingen, die Plätze Pirmasens und Rumbach liegen mehr im südlichen, gebirgeren Teil. Die beiden Stationen bei Klingenstein befinden sich schon wieder am Fuße des Gebirges und teilen sich hierin mit jenen bei Edenkoben, Neustadt und Gimmeldingen in ähnliche Verhältnisse.

Während sich so diese Stationen mehr auf die Randgebiete der Pfalz verteilt finden, können sie andererseits ihrer geologischen Lage nach in drei Abteilungen eingereiht werden. Die erste Abteilung enthält jene, welche im flachen Gelände zwischen dem Rhein und dem Gebirge selbst liegen; die zweite diejenigen, welche mehr in der nördlichen Pfalz, d. h. in jenen Gegenden, in denen eruptive Gesteine auftreten und schließlich in solche, die im gebirgigen Gelände, in welchem Eruptiva fehlen, gelegen sind.

<sup>1)</sup> Dr. G. v. NEUMAYER, Eine erdmagnetische Vermessung der bayerischen Rheinpfalz. Mitteilungen der Pollichia Nr. 21, 62. Jahrgang 1905. Bad Dürkheim. (Darin das Kapitel „Geologische Einflüsse auf den Verlauf der magnetischen Linie“ S. 67 ff.; außerdem: „Kurze geologische Beschreibung der magnetischen Stationen von L. v. AMMON und O. REIS“ (S. 44—61 des Anhangs).

Zur ersten Abteilung gehören die Stationen Frankenthal, Mörsch, Weisenheim a. S., Berghausen, Speyer, Mechttersheim und Langenkandel. Zur zweiten Kirchheimbolanden, Donnersberg, Rockenhausen, Bayerfeld, Obermoschel, Ebernbach, Wolfstein, während Göllheim eine vermittelnde Stellung zwischen diesen beiden Abteilungen einnimmt. Zur dritten Abteilung würden jene bei Mittelbexbach, Biesingen, Dietrichingen, Pirmasens, Rumbach, Klängenmünster, Edenkoben, Neustadt, Gimmeldingen, Kaiserslautern, Homburg und Zweibrücken zu rechnen sein.

Der Natur der Sache nach beanspruchen die an letzter Stelle genannten Messungsplätze das Hauptinteresse; hier sind störende äußere Einwirkungen weniger vorhanden oder lassen sich, wenn sie auftreten, durch die geologischen Verhältnisse ermitteln und zu diesen in Beziehung bringen.

Das Interesse, welches die an zweiter Stelle genannten Plätze erwecken, ist zwar dem für die ebengenannten ähnlich, doch lassen sich hier größere magnetische Abweichungen leichter erklären, da mit dem Auftreten von eruptiven Massen Eisenerze häufig verknüpft sind, so daß Unregelmäßigkeiten nichts besonders Auffallendes an sich haben.

Über die an erster Stelle genannten läßt sich weniger sagen. Hier liegen die Stationen meist auf diluvialen Bildungen, deren Mächtigkeit nicht bestimmt werden kann, und ganz lokale Verhältnisse können hier starke unkontrollierbare Einflüsse ausüben.

Um die Beziehungen zwischen geologischem Aufbau und den erdmagnetischen Verhältnissen eines Platzes ermitteln zu können, schiene es vielleicht am einfachsten jene Punkte, an welchen gleiche Größen sich ermittelt haben, mit Linien zu verbinden, wodurch dann für jene der Deklination die Isogonen, der Inklination die Isoklinen und der Horizontalintensität die sogen. Isodynamen entstanden. Dieser Weg wurde von v. NEUMAYER in seiner schon erwähnten Veröffentlichung beschritten, schien mir aber für den vorliegenden Fall besser durch einen anderen zu ersetzen zu sein.

Damit die erdmagnetischen Verhältnisse einer Station schon beim ersten Blick übersehen werden können, zog ich vor die Inklination und Horizontalintensität entsprechend ihrem Werte als längere oder kürzere Linien, die Deklination als mehr oder weniger geneigte Linie an den Punkt der Station selbst aufzutragen. Maßgebend für diese Methode war auch, daß hiedurch lokale Beeinflussungen weit eher erkannt werden können als bei der Aufzeichnung der Isogonen, Isoklinen und Isodynamen, die stets, da sie an ein und demselben Platze fast nie von der entsprechenden Größe sind, auf der Karte als Linien mehr oder weniger weit auseinander liegen.

Notwendig aber schien es dabei, um erkennen zu können, ob an einer Station normale magnetische Verhältnisse herrschen, oder ob Abweichungen im positiven oder negativen Sinn vorkommen, daß diese Größen in einer anderen Form, als in jener, in der sie durch Messung gefunden wurden, zur Anschauung gebracht werden.

Für die Einzeichnung der Deklination wurde folgendermaßen verfahren. Es wurde angenommen, daß Mannheim, was ja auch ungefähr zutrifft, für 1856 eine normale Deklinationsrichtung besessen habe. Diese Richtung wurde als Nord-Süd verlaufende Linie eingetragen. Nun wurden alle Stationen so umgerechnet, als wenn sie an der Stelle von Mannheim lägen, und die dann gefundene Deklination mit der Mannheimer verglichen und eine geringere Abweichung als rechtsgeneigte, eine größere als linksgeneigte Linie auf der Karte zur Ansicht gebracht. Als

Maß des Neigungswinkels wurde die in Bogenminuten gefundene Differenz in Gradabweichungen der Nord-Süd-Linie gezeichnet.

Für die Inklination wurde dasselbe Verfahren angewandt, ebenfalls bezogen auf Mannheim, und eine positive oder negative Abweichung als ein von einer horizontalliegenden Linie aufwärts oder abwärts gerichteter Bogen mit demselben vergrößerten Maße; die Horizontalintensität, aber als längere oder kürzere Linie vom Punkte der Station, deren Richtung nach oben oder unten den  $+$  oder  $-$  Wert angibt.

Um gegebenenfalls die störenden Einflüsse und ihren genaueren Sitz angeben zu können, wäre es vielleicht zweckdienlicher gewesen, aus den gemessenen Größen die nördliche, östliche und vertikale Komponente, wie es bei der magnetischen Vermessung des Harzes geschah, zu berechnen. Da jedoch eine strengere Reduktion der vorliegenden Messungen nicht möglich war, und die Unsicherheit immerhin noch ziemlich beträchtlich ist, wurde das angeführte Verfahren vorgezogen. Wie bekannt, unterliegen die magnetischen Größen zeitlichen größeren oder kleineren Schwankungen, die sich zeitweise so sehr verstärken können, daß von magnetischen Gewittern gesprochen wird. Da die Stärke solcher etwa gewesenen Störungen natürlich bei der Reduktion genauer Messungen bekannt sein muß und für diese Beobachtungen keine durchgehenden derartigen Variationsmessungen vorlagen, wie schon v. NEUMAYER angibt, so kann die Unsicherheit in der Deklinations- und Inklinationsbestimmung immerhin auf einige Minuten und die der Horizontalintensität bis auf 0,0020 und mehr ansteigen. Bei Vergleichung der geologischen mit den erdmagnetischen Verhältnissen müßten demnach diese Größen stets im Auge behalten werden.

Was die genaue Festlegung der einzelnen Stationen auf der geologischen Karte betrifft, so konnte deren Lage durch die Winkelangabe von Ortschaften und die der Koordinaten mit genügender Sicherheit festgelegt werden, nur mußte bei den LAMONT'schen Angaben öfters für die Position, wie für die anderen Berechnungen aus den Koordinaten die geographische Lage ermittelt werden, durch deren Kenntnis aber dann auch diese meistens mit hinreichender Genauigkeit aufgefunden werden konnte.

Wie schon oben erwähnt, beanspruchen die im Flachlande gelegenen Stationen, da hier unberechenbare Einflüsse vorliegen, weniger Interesse. Zur Erläuterung davon mag die Station Langenkandel angeführt werden. LAMONT beobachtete ungefähr 2 km westlich (von der Kirche des Ortes aus gerechnet), NEUMAYER ungefähr 2,5 km östlich von diesem Orte. Die normalen Deklinationen gehen für diese beiden Punkte nur um ungefähr 2 Bogenminuten auseinander, dagegen ist der Unterschied für die gefundenen und auf dieselbe Zeit reduzierten 8 Minuten! Auffallender noch ist die Differenz in der Horizontalintensität die für die beiden Stationen 0,0101 beträgt. Am auffallendsten aber ist die Verschiedenheit der Inklination, die hier fast 1 Grad ausmacht! Da die Stationen verhältnismäßig nahe beieinander liegen, so können hiefür allgemeine erdmagnetische Beeinflussungen nicht in Betracht kommen. Der Boden, auf dem in beiden Fällen der magnetische Apparat stand, ist Löß oder Lehm, für den tieferen Untergrund darf jedesmal die Hochterrasse angenommen werden, welche aus Geröllen und eisensalzhaltigen Sanden zusammengesetzt ist. Die Höhe der Punkte ist für den LAMONT'schen ungefähr 147, für den NEUMAYER'schen 126 m. Die Höhe selbst über den Hochterrassensanden kann jedoch nicht gut angegeben werden. Da sich jene Station

mit der abnorm hohen Inklination sozusagen am östlichen Ende einer Lößhalbinsel befindet und von zwei kleinen ungefähr gleichgerichteten dem Rhein zufließenden Bächen nördlich und südlich abgegrenzt wird, so könnte vielleicht durch das Vorhandensein einer größeren lokalen Eisenerzbildung im Bereiche des Grundwassers jene Abweichung erklärt werden. Die Stationen Mechtersheim, Berghausen, Speyer, Frankenthal und Mörsch zeigen ihrer Lage nach ähnliche geologische und topographische Verhältnisse. Unmittelbar oder fast unmittelbar am Abfall zur Rheinerosionsrinne gelegen, trifft man im Untergrund dieser Stationen diluviale Bildungen an. Die Bodenoberfläche der Station Mechtersheim besteht aus Lehm und Löß, die der bei Berghausen und Speyer aus Sanden und Geröllen. In einiger Entfernung dieser Punkte treten westlich davon in größerer Verbreitung die Bienwaldschotter, die sich stellenweise durch einen starken Gehalt an Eisensalzen, die sogar Veranlassung zur Bildung von Raseneisenstein geben können, auszeichnen, aus. Es ist daher eine stärkere westliche Ablenkung der Nadel, wie sie den eben genannten Stationen eigen ist, verständlich. Auch bei Frankenthal und Mörsch ist die Deklination größer als es ihrer Lage nach sein sollte. Hier finden sich aber die eisenhaltigen Sande der Edenkobener Stufe westlich erst in so großer Entfernung, daß diese wohl kaum mehr einen Einfluß ausüben können. Eine Erklärung kann daher für diese Unregelmäßigkeit in nur ganz lokalen Untergrundverhältnissen gesucht werden. Da für Mörsch und Berghausen keine Inklinationsbestimmungen vorliegen, so scheint in dieser Hinsicht ein Vergleich der letzten Stationen nicht angebracht. Die Horizontalintensität ist bei den oben genannten Messungsplätzen verhältnismäßig zu groß, ob dies etwa mit der stärkeren Wasserführung des tieferen Untergrundes zusammenhängt, mag dahingestellt bleiben.

Die Station Weisenheim a. S. weist zwar nach Umrechnung in allen drei Größen einen etwas zu geringen Betrag auf, doch kann sie, da nur bei der Inklination ein merklich geringerer Wert gefunden wurde, der nach Abrechnung des mittleren Fehlers nur um wenige Minuten kleiner ist als er sein sollte, als normal angesehen werden.

Zwischen Göllheim und Marnheim am Wingertsberg bei einer Meereshöhe von ungefähr 300 m liegt, nicht weit von der Straße entfernt, ein Messungspunkt. Von Göllheim ungefähr 700 m, von der Straße jedoch nur 50 m entfernt, zeigt er eine um 15 Bogenminuten zu geringe Deklination und etwas zu große Horizontalintensität, während die Inklination ungefähr normal ist. Auf Corbikula-Schichten gelegen, lassen sich für die zu kleine Deklination keine allgemeinen Erklärungen angeben.

Die weiter folgenden Stationen sind jene, welche im Bereiche von Eruptivgesteinen stehen. Da vergesellschaftet mit diesen häufig Eisenerzgänge oder auch nur lokale Erzanhäufungen und Konzentrationen vorkommen, so ist sofort verständlich, wenn bei diesen Plätzen unregelmäßige magnetische Verhältnisse zu finden sind.

Kirchheimbolanden: Die Deklination ist verhältnismäßig zu gering, ebenso die Horizontalintensität, die Inklination aber fast normal. Die Station liegt in einer kleinen Talniederung, auf einer sandigen Geröllablagerung, im Westen tritt nahe heran eine größere Felsitporphyritkuppe und nördlich befindet sich in ungefähr 250 m Entfernung ein Melaphyrlager. Hieraus ist ein unnormales magnetisches Verhalten leicht zu erklären.

Station Donnersberg: Die Deklination ist um mehrere Minuten zu gering, eine Inklinationsmessung liegt nicht vor, die Horizontalintensität kann nach Abrechnung eines mittleren Fehlers von 0,0020 fast als normal betrachtet werden. Der

Punkt selbst liegt bei einer Höhe von 680 m auf dem Donnersberge, einer größeren Porphyrykuppe, so daß sich die Ablenkung erklären ließe.

Nördlich von Rockenhausen wurden die magnetischen Elemente am östlichen Ufer der Alsenz nahe der Kolbenmühle gemessen. Die Höhe des Punktes liegt ungefähr bei 200 über N. N., östlich davon, am Hange des Hahnensteig, findet sich ein größeres Melaphyrlager, der Platz selbst liegt auf Hooferschichten. Die Deklination ist zu gering, die Inklination fast normal, die Horizontalintensität bei einer Höhe von 1,871 etwas zu groß. Der Melaphyr ist mehr oder weniger stark zersetzt und Eisenanreicherung in ihm ließ bei der geringen Entfernung von ungefähr 200—300 m die zu geringe Deklination leicht erklären.

Obermoschel: Gemessen wurde auf dem Landsberg, nahe dabei sind kleinere Melaphyrvorkommen, nicht weit östlich davon aber alte Quecksilbergänge. Im Untergrund befindet sich ein eigenartiges Eruptivgestein. Die Deklination ist zu gering, die Horizontalintensität annähernd normal; die Melaphyrergüsse und die stets bei den Quecksilbergängen mit vorkommenden Eisenerzanreicherungen lassen diese Störungen als nicht auffällig erscheinen.

Ebernburg: Die Station liegt auf Porphyry, der vielfache Störungen aufweist; nicht weit östlich war früher Bergbau auf Kupfer. Da sich dabei fast immer auch Eisenerze vorfinden, dürfte eine Deklinationsabweichung im negativen Sinne wohl verständlich sein, wenn auch der starke Betrag von ungefähr 30' nicht in rein örtlichen Verhältnissen gesucht werden muß. Die Inklination ist zu klein, die Horizontalintensität zu groß.

Wolfstein: Die Station liegt hart am Fuße einer größeren Quarzporphyrymasse und selbst auf einer kleineren Quarzporphyryapophyse. Die starke negative Störung der Deklination kann daher nach dem schon Erwähnten nicht wundern. Die Inklination und Horizontalintensität zeigen nur unbedeutliche Abweichungen.

Brücken-Ohmbach: Der Punkt, an dem die magnetischen Messungen vorgenommen wurden, liegt auf den Kuseler Schichten. Das Gebiet ist sehr stark von Verwerfungen durchzogen, die teils südwestlich — nordöstlich, teils südöstlich — nordwestlich streichen. Zu bemerken ist, daß ungefähr 250 m nordöstlich von dem Punkte eine Verwerfung mit ziemlich bedeutender Sprunghöhe vorüberzieht. Südöstlich tritt ungefähr in 1 km Entfernung Unterrotliegendes und in 3 km Melaphyr auf. Die Deklination ist sehr beträchtlich zu gering, die Inklination etwas zu groß und die Horizontalintensität kann als annähernd normal angesehen werden. Über die starke negative Störung der Deklination soll erst nach Betrachtung der weiteren Stationen gesprochen werden.

Die nächst folgenden Stationen liegen in dem Gebiete, in welchem eruptive Gesteine, mit Ausnahme einiger Stellen am Abfall des Gebirges zur Rheinebene, nicht mehr vorkommen. Die hier auftretenden magnetischen Störungen müssen daher auf andere Ursachen als die der letztgenannten zurückgeführt werden.

Mittelbexbach: Hier liegen Messungen von zwei verschiedenen Punkten vor. Die Deklinationen sind für beide zu gering, ebenso für Messung I die Horizontalintensität, für Punkt II fehlt sie wie für I die Inklination, welche für II zu gering ist. Punkt I liegt auf Trifels-, Punkt II auf diluvialen Schichten. Die Abweichungen müssen, wenn nicht in rein lokalen Verhältnissen, so doch in anderen später näher zu besprechenden Umständen gesucht werden.

Homburg: Oberhalb und östlich von Homburg wurden von LAMONT Bestimmungen ausgeführt. Der Punkt liegt auf Hauptbuntsandstein. Im Talgrund greifen

die Rehbergsschichten noch ungefähr 2 km auf das westliche Ufer über, dann folgen auf beträchtliche Entfernung die Trifelsschichten; östlich dagegen liegt die ganze Masse des Buntsandsteines, der in seinen westlichen Teilen von einer schwachen Muschelkalklage überdeckt ist. Östlich von dem Punkte selbst zieht eine Verwerfung vorbei. Die Deklination ist etwas zu gering, die Inklination und Horizontalintensität etwas zu groß.

Die Punkte bei Biesingen, Dietrichingen und Zweibrücken liegen in einem Gebiete, das durch Störungen wenig betroffen worden ist. Der erste Platz liegt auf Mittlerem, die beiden anderen auf Unterem Muschelkalk, der Unterschied in der Höhenlage ist bei ihnen kaum 20 m. Umso auffallender ist es, daß hier die geringsten Werte der Deklination gefunden wurden, deren Differenz vom Normalen bis auf annähernd  $1^{\circ}$  herabsinken. In nicht zu großer Tiefe unter den Punkten beginnt der Buntsandstein. Da auch bei Mittelbexbach, das auf Buntsandstein liegt, eine zu geringe Deklination gefunden wurde und die Stationen an Stellen liegen, wo größere lokale Störungen eigentlich als ausgeschlossen betrachtet werden können, so könnte geschlossen werden, daß das Buntsandsteingebirge selbst eine Verminderung der Deklination bewirkt. Die Inklination und die Horizontalintensität weichen hier nur sehr wenig vom normalen Werte ab.

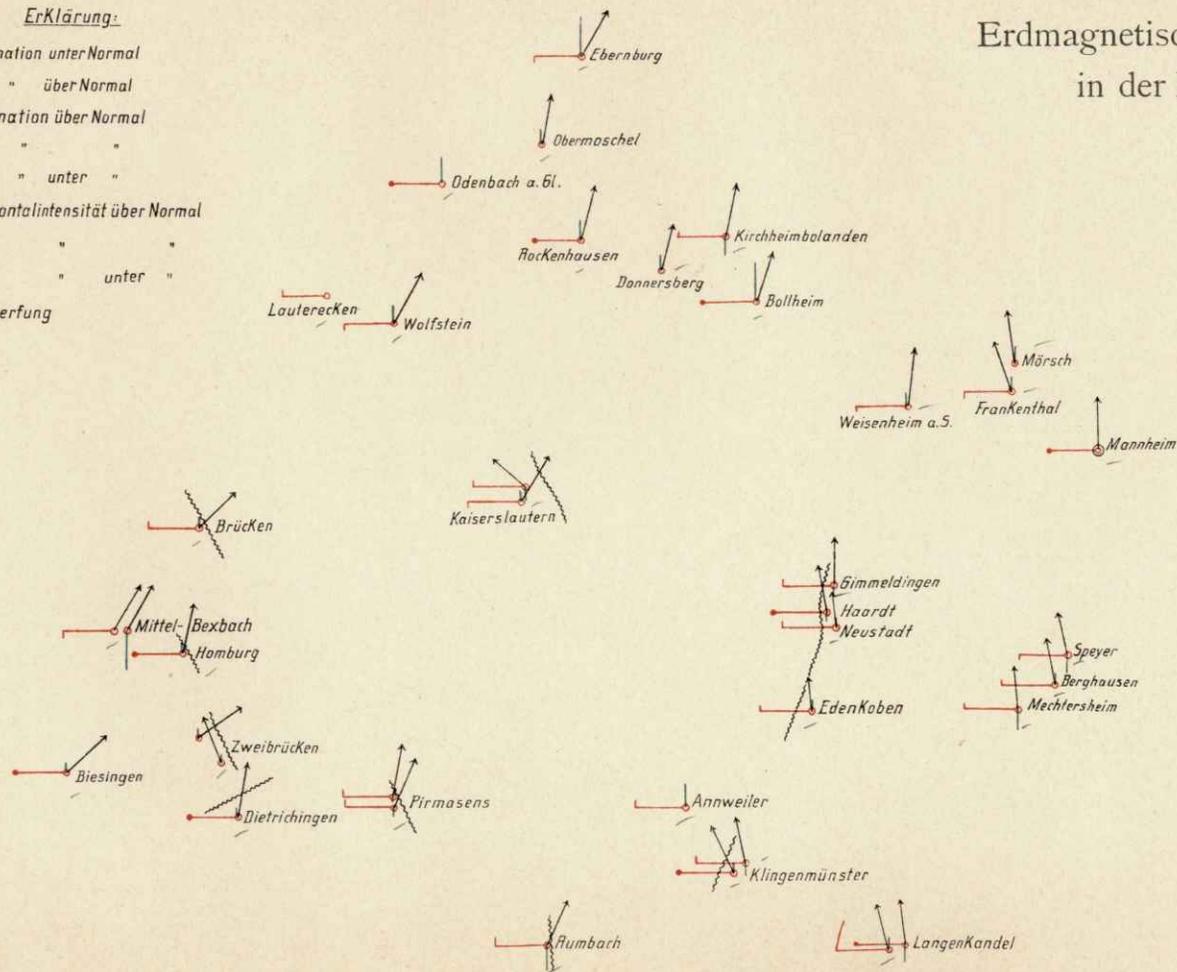
Nahe Kaiserslautern wurde von LAMONT und von v. NEUMAYER an verschiedenen Stellen die magnetischen Konstanten bestimmt; da jedoch die Resultate zu weit auseinander gehen (LAMONT fand die Deklination zu  $17^{\circ} 8'$ , NEUMAYER zu  $16^{\circ} 25'$ ), so können nur ganz lokale Verhältnisse diese Störungen bewirken und braucht daher nicht näher darauf eingegangen werden.

Die Station Ruhbankhof bei Pirmasens liegt auf Mittlerem Buntsandstein, ungefähr 200 m nordöstlich davon zieht eine Verwerfung durch. Die Deklination beträgt über  $20'$  zu wenig, die Inklination ist zu groß, die Horizontalintensität fast normal, die LAMONT'schen Messungen schließen sich den NEUMAYER'schen an, doch sind sie der Größe nach ziemlich abweichend. Dasselbe ist bei dem Platze Rumbach der Fall, die Deklination sinkt noch beträchtlicher, die Inklination ist annähernd um denselben Betrag zu groß, dagegen weist die Horizontalintensität einen bedeutend zu geringen Betrag auf. Der Punkt selbst liegt auf Unterem Buntsandstein, 300 m östlich zieht eine ziemlich beträchtliche Verwerfung vorbei. Die noch folgenden Punkte Klingenstein, Edenkoben, Neustadt und Gimmeldingen von denen die magnetischen Elemente vorliegen, zeigen ihrer topographischen Lage nach wie in den sie umgebenden geologischen Verhältnissen viele Ähnlichkeit. Sie liegen alle schon in der Rheintalebene, und alle verhältnismäßig nahe am Gebirgsabfall.

Bei Klingenstein liegen die Punkte  $\frac{1}{2}$ —1 km vom Gebirgsrande entfernt, im Untergrunde ist Pliocän. Bei Edenkoben beträgt die Entfernung vom Gebirge ungefähr 2 km, bei Neustadt 1,5 und bei Gimmeldingen 1 km, der Untergrund ist auch bei diesen Pliocän. Das Gebirge selbst besteht am Rande der Hauptsache nach aus Buntsandstein, unter dem häufig Rotliegendes hervorkommt. Der Granit dürfte, wie die Vorkommen bei Waldhambach, Hainfeld und Edenkoben lehren, in nicht zu großer Tiefe zu erwarten sein. Melaphyr tritt in den tieferen Taleinschnitten, wie bei Waldhambach, Albersweiler entfernter vom Gebirgsrande zu Tage. Der Abfall des Gebirges zur Rheinebene ist von vielen Verwerfungen und Störungen begleitet.

# Graphische Darstellung der Erdmagnetischen Verhältnisse in der Rheinpfalz.

- Erklärung:
-  Deklination unter Normal
  -  " " über Normal
  -  Inklination über Normal
  -  " " unter "
  -  Horizontalintensität über Normal
  -  " " unter "
  -  Verwerfung



Zur Abhandlung von Dr. Pfaff: „Beziehungen zwischen erdmagnetischen  
Messungen und geologischem Aufbau in der Rheinpfalz.“

Es ist nun bemerkenswert, daß die magnetischen Elemente der zuletzt genannten Plätze die normale Größe mehr oder weniger übersteigen. Den bedeutendsten Überschuß in der Deklination hat Klingenmünster mit über 20 Minuten.

Im Verhalten der Deklination und der geologischen Lage zeigen sich nun bei den im letzten Abschnitt behandelten Plätzen auffallende Beziehungen.

Alle Stationen, die auf Buntsandstein liegen oder diesen in nicht zu großer Tiefe haben, zeigen einen zu geringen Wert dieser Größe; ebenso Brücken-Ohmbach, das auf Kuseler Schichten liegt. Biesingen, am weitesten im Westen gelegen, hat neben Zweibrücken die kleinste. Letztgenannter Ort muß aber als lokal zu stark gestört betrachtet werden, da die Deklinationsbestimmung Zweibrücken I ein Zuwenig von fast  $1^\circ$ , dagegen Zweibrücken II  $+ 25$  Minuten ergab. Die Punkte Klingenmünster I und II, Edenkoben, Neustadt a. H., die am Fuße des Gebirges liegen, dagegen zeigen zu große Deklination, sie stehen alle auf Tertiär oder auf jüngeren Bildungen mit Tertiär in nicht zu großer Tiefe.

Für die zuletzt genannten Plätze könnte daher angenommen werden, daß die Masse des Gebirges als Ganzes die Ablenkung der Nadel nach Westen, also eine Deklinationsvergrößerung hervorrufen könnte. Dieselbe anziehende Kraft des Buntsandsteingebirges, d. h. der im Buntsandstein liegenden Eisenmasse, würde dann die Verringerung der westlich gelegenen Punkte wie Biesingen, Dietrichingen, Pirmasens und Kaiserslautern herbeiführen. Die Station Rumbach, mit fast  $1/2$  Grad zu wenig, müßte aber dann, da die größere Buntsandsteinmasse im Westen liegt, als lokalgestört angesehen werden, da sie wenn der Buntsandstein wirklich die ablenkende Kraft wäre, eine normale oder übernormale Deklination haben müßte. Biesingen, entfernter vom Buntsandstein, dürfte nicht die große negative Ablenkung haben und Brücken-Ohmbach, auf eisenarmen Schichten gelegen, würde sich schwer erklären lassen. Nun ist aber bemerkenswert, daß östlich von Brücken, Pirmasens (Ruhbankhof), Rumbach und Homburg in nicht zu großer Entfernung Verwerfungen vorbeiziehen. Westlich von jenen am Fuß des Gebirges tritt derselbe Fall nur in verstärktem Maße ein. Es scheint mir dieser Umstand darauf hinzuweisen, daß die störende Ursache in den Verwerfungen gesucht werden muß, sei es, daß nahe dieser Linien eine Erzkonzentration, was am verständlichsten wäre, oder aber andere die magnetischen Elemente beeinflussende Kräfte säßen, wie etwa eine Ablenkung des elektrischen Erdstromes. Welche von diesen Annahmen die ausschlaggebende ist oder ob nicht etwa mehrere davon in Wirkung treten, kann bei der Lage der Plätze nicht entschieden werden.

An das Auftreten einer weiteren störenden Kraft muß aber noch, namentlich bei Beobachtung der Lage von Biesingen und Dietrichingen, gedacht werden. Diese Kraft, die mir wohl geeignet erscheint, eine Ablenkung der magnetischen Nadel herbeizuführen und die mir bis jetzt nicht berücksichtigt zu sein scheint, ist das Auftreten eines elektrischen Stromes zwischen zwei verschieden chemisch beschaffenen Schichten. In diesem Falle wären es die Schichten des Buntsandsteins, also eisenhaltige kieselsäurereiche Gesteine zu Muschelkalk, also kohlen-sauerem Kalkgesteinen. Es liegt sozusagen Biesingen an der Berührungslinie einer größeren Muschelkalkplatte mit einer Sandsteinplatte. Chemisch verschiedene Körper, durch eine Säure oder Feuchtigkeit miteinander in Berührung gebracht, liefern stets einen elektrischen Strom, es muß also auch auf dem Erdboden zwischen zwei derartig verschiedenen Schichten ein solcher entstehen. Es wäre

also nicht von der Hand zu weisen, daß bei der Ausdehnung der sich berührenden Formationen die Abweichung der Deklination durch einen hier entstehenden sekundären Erdstrom mitbewirkt würde. Ob ferner dieser Strom etwa auch mit einwirkend ist auf die magnetischen Elemente der am Fuße des Gebirges in der Rheinebene liegenden Plätze, bei denen Tertiär gegen das ältere Gebirge stößt, mag dahin gestellt bleiben.

Alle Stationen, die auf Buntsandstein liegen oder auf dem Übergang zu demselben, zeigen einen so geringen Wert ihres Grob- oder Fein-Indizes, daß das auf kleiner Schiefe last. Die Stationen am Westufer im Westen gelegen, hat neben X Weidenhof die Stationen, die am Ostufer liegen, sind als folgt zu stark gestört betrachtet worden, da die Deklination-Beobachtung zu ungenügend ist. X zeigt von fast 1°-bis zum Nordpolen 0-4-25 Minuten nördl. Die Stationen Klingensmühle I und II, Kalkofen, Zimmertal, die am Fuße des Gebirges liegen, dagegen zeigen zu große Deklination, so stehen alle auf Tertiär oder auf jüngeren Bildungen mit Bezug zu großer Tiefe.

Für die zuletzt genannten Plätze könnte daher angenommen werden, daß die Masse des Gesteins die Ursache der Abweichung der Nord nach West ist, also die Deklination-Beobachtung betrifft, den könnte. Die hier anstehende Frage des Haupt-Abweichungswertes, d. h. der in Buntsandstein liegenden Eisenmasse, welche durch die Fortsetzung der westlich gelegenen Täler wie Hainberg, Dilsdorf, Zimmertal und Kalkofen bedingt ist. Die Stationen Weidenhof, Klingensmühle I und II, Kalkofen, Zimmertal, die am Fuße des Gebirges liegen, zeigen zu große Deklination, so stehen alle auf Tertiär oder auf jüngeren Bildungen mit Bezug zu großer Tiefe. Für die zuletzt genannten Plätze könnte daher angenommen werden, daß die Masse des Gesteins die Ursache der Abweichung der Nord nach West ist, also die Deklination-Beobachtung betrifft, den könnte. Die hier anstehende Frage des Haupt-Abweichungswertes, d. h. der in Buntsandstein liegenden Eisenmasse, welche durch die Fortsetzung der westlich gelegenen Täler wie Hainberg, Dilsdorf, Zimmertal und Kalkofen bedingt ist. Die Stationen Weidenhof, Klingensmühle I und II, Kalkofen, Zimmertal, die am Fuße des Gebirges liegen, zeigen zu große Deklination, so stehen alle auf Tertiär oder auf jüngeren Bildungen mit Bezug zu großer Tiefe.

Es ist anzunehmen, daß die Ursache der Abweichung der Nord nach West ist, also die Deklination-Beobachtung betrifft, den könnte. Die hier anstehende Frage des Haupt-Abweichungswertes, d. h. der in Buntsandstein liegenden Eisenmasse, welche durch die Fortsetzung der westlich gelegenen Täler wie Hainberg, Dilsdorf, Zimmertal und Kalkofen bedingt ist. Die Stationen Weidenhof, Klingensmühle I und II, Kalkofen, Zimmertal, die am Fuße des Gebirges liegen, zeigen zu große Deklination, so stehen alle auf Tertiär oder auf jüngeren Bildungen mit Bezug zu großer Tiefe.

## Über ein schönes Flughautexemplar von *Rhamphorhynchus*.

Von

Ludwig von Ammon.

Unter den *Rhamphorhynchus*stücken, die mit Resten der Flughaut versehen sind, hat eine vor mehreren Jahren auf der Schernfelder Gemarkung gefundene, als *Rhamphorhynchus Gemmingi* H. v. MEYER bestimmbare Versteinerung wohl am meisten Anspruch darauf, als eines der besten Habitus-Exemplare dieser Flugeidechse gelten zu können. Es dürfte daher gewiß gerechtfertigt erscheinen, das Fossil der wissenschaftlichen Welt durch eine Abbildung vorzuführen, was in gegenwärtiger Notiz geschehen soll. Von einer näheren Beschreibung des Stückes wird dabei abgesehen. Die Art ist, wie man weiß, schon genügend bekannt. Über einige Einzelheiten, auch betreffs des Flugorgans, soll später an anderer Stelle berichtet werden: ich habe noch weitere Stücke von jurassischen Pterosauriern zur Verfügung, die Teile der Haut erhalten zeigen; diese Fossilien will ich bei geeigneter Gelegenheit zur Beschreibung bringen, wobei dann auch auf das vorliegende Stück zurückzukommen sein wird. Dasselbe ist in den Plattenkalken des obersten Weißen Jura am Plateau nordwestlich von Eichstätt, in dem beim Wäldchen zwischen Birkhof und Schernfeld gelegenen Steinbruch, gefunden worden.

Die Figur zeigt das Exemplar in vierfacher Verkleinerung: es sind daher am Bilde die Skeletteile des Rumpfes und Kopfes nicht mehr deutlich in ihren Einzelheiten zu erkennen. Das



*Rhamphorhynchus Gemmingi* H. v. MEYER.  
Plattenkalk des obersten Weißen Jura, Schernfeld bei Eichstätt.  
( $\frac{1}{4}$  der natürlichen Größe.)

Fossil ist auf eine Länge von 54 cm hin auf der Kalksteinplatte deutlich erkennbar; das ebenerwähnte Maß stellt zugleich die Länge des Armes von der Spitze des Flugfingers bis zum Oberarmknochen dar. Der Humerus selbst besitzt eine Länge von  $4\frac{1}{2}$  cm, seine Verbreiterung am proximalen Ende beträgt  $2\frac{1}{2}$  cm. Der Schädel, von oben aufgedeckt, ist 11 cm lang.

Das Stück stammt aus dem Nachlaß eines Münchner Petrefakten-Sammlers und -Händlers. Später erfuhr ich, daß auch eine Gegenplatte da war. Wohin dieselbe gekommen ist, weiß ich nicht; nach, allerdings nicht ganz bestimmt lautenden Angaben, sei sie nach Amerika verschickt worden. In der Literatur habe ich eine Abbildung des Schernfelder Fossils bis jetzt noch nicht gefunden. Das ist einigermaßen auffallend, da man ein so schönes Stück, das auf der Gegenplatte des mir zu Gebote stehenden Stückes offenbar noch mehr bietet als dieses, hinsichtlich einer wissenschaftlichen Vorführung gewöhnlich nicht lange im Verborgenen läßt. Vielleicht wird sich durch die jetzige Mitteilung ermöglichen lassen, über den Verbleib der anderen Platte derselben Versteinerung etwas Sicheres zu erfahren.

