

Geognostische Jahreshefte.

Vierunddreißigster Jahrgang

1921.

Herausgegeben

im Auftrage des Bayerischen Staatsministeriums für Handel, Industrie
und Gewerbe

vom

Oberbergamt, Geologische Landesuntersuchung
in München.

Bibliothek
Geognost. Abteilung
Kgl. Oberbergamt.



München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1922.

Übersicht des Inhaltes.

	Seite
Dipl.-Ing. Dr. ing. Hans Brand: Die Kupfererzlagerstätte bei Kupferberg i. Oberfranken mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zur Münchberger Gneismasse. I. Bericht über die Voruntersuchungen in den Jahren 1918—1920	1—102
(Mit 1 montangeologischen Karte 1:10 000, 10 Tafeln und 12 Abbildungen im Text.)	
A. Wurm: Über die neu aufgedeckten Erbdorfer Blei-Zinkerzgänge und ihre Bedeutung für die Altersstellung der oberpfälzer und oberfränkischen Erzgänge	103—112
(Mit 1 Grubenplan, 1 Planskizze der Gänge und 4 Gangprofilen.)	
K. Osswald: Geologie der Umgebung von Erbdorf und die dortigen Steinkohlenlager	113—124
(Mit 1 Karte und 1 Profil.)	
Dr. F. Münichsdorfer: Das geologische Querprofil von München	125—132
(Mit 1 geologischen Profil und 1 Blockdiagramm.)	
Bergrat Haf: Das Eisenerzlager von Langenbach bei Bad Steben	133—142
(Mit 2 Abbildungen.)	
Dr. Otto M. Reis: Über einzelne Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von München	143—168
(Mit 2 Tafeln und 1 Textbild.)	
Dr. Ernst Kraus: Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums	169—222
(Mit 1 Tafel und 1 Textbild.)	
Dr. Otto M. Reis: Nachträge zur Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf (II. Teil)	223—244
(Mit 1 Tafel und 3 Abbildungen.)	
Dr. H. Gams: Zur Chronologie des Oberbayerischen Postglazials	245—246
Dr. Otto M. Reis und Dr. Adolf Spengel: Über das Feingefüge und den Wassergehalt von Opalen aus der Rhön und von Steinheim a. M.	247—254
(Mit 1 Tafel.)	
Dr. Otto M. Reis: Geologisches Übersichtskärtchen 1:25 000 des Gebietes um und westlich von Kirchheimbolanden (Pfalz) (mit einem bodenkundlichen Beitrag von Dr. H. Niklas)	255—269
(Mit 1 Abbildung.)	

Kleinere vermischte Mitteilungen.

Übersicht über die Arbeiten der Geognostischen Abteilung des Oberbergamts im Jahre 1921	270—273
---	---------

Die Kupfererzlagerstätte bei Kupferberg i. Oberfranken mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zur Münchberger Gneismasse.

I. Bericht über die Voruntersuchungen in den Jahren 1918—1920.

Von

Diplom-Ingenieur **Dr. ing. Hans Brand.**

X

(Mit 1 montangeologischen Karte 1 : 10 000, 10 Tafeln und 12 Abbildungen im Text.)

— *v Karte mliegend 30. 3. 49*

Vorwort.

Die große Nachfrage nach Kupfer während des Weltkrieges hat derart anregend auf den heimischen Bergbau gewirkt, daß manche vergessene Erzlagerstätte, die vor alters einmal Gegenstand des Abbaues gewesen war, von neuem untersucht und aufgeschlossen wurde. — Unter den berühmten alten Bergwerksstätten des Fichtelgebirges, die auf diese Weise eine Neubelebung erfahren haben, steht die nähere Umgebung der Stadt Kupferberg — 8 $\frac{1}{2}$ km östlich von Kulmbach in Oberfranken — mit an erster Stelle. Daß dort vor Jahrhunderten ein reger Erzbergbau stattgefunden hat, bezeugen noch heute die zahlreichen Pingen und mächtigen Halden auf den umliegenden Höhen und in der Ortschaft Kupferberg selbst, die dem Erzvorkommen zweifellos Ursprung und Namen verdankt.

Diese alte Bergstätte, die durch ihre Lage an einer wichtigen Verkehrs- und Handelsstraße zwischen Nord- und Süddeutschland schon früher eine bevorzugte Stellung innegehabt hat, ist auch heute durch die Nähe der Hauptbahnlinie Bamberg—Hof—Leipzig leicht zu erreichen. Von der Haltestelle Ludwigschorgast aus, die in einem breiten Seitental des Mains liegt, gelangt man nach einer viertelstündigen Wanderung durch das enge steilabfallende und mit dichtem Nadelholz bestandene Arnitzbachtal nach Kupferberg und erreicht von hier nach kurzem Anstieg am östlichen Talgehänge die auf der Hochfläche liegenden alten Grubenfelder.

Zur besseren Übersicht über das ganze Bergrevier lohnt sich noch die Besteigung des einige hundert Meter nordöstlich gelegenen Galgenberges, dessen Höhe auch eine sehr umfangreiche Fernsicht über einen großen Teil des Fichtelgebirges, Frankenjuras und Frankenwaldes gewährt. Von hier aus gesehen, erscheint das alte Erzfeld in seiner Gesamtheit als eine seichte Mulde, die hart am Südwestabfall des Hochlandes in nordwest-südöstlicher Richtung eingesenkt ist und von einem Saum sanft geböschter, teilweise bewaldeter Hügel eingefasst wird. Unmittelbar nordöstlich von Kupferberg ist diese Erzmulde durch den alten Bergbau gänzlich zerwühlt, im übrigen finden sich noch zahlreiche Pingen und Halden bis gegen den

südöstlich gelegenen Oberbirkenhof, wo sie sich allmählich im Sumpf der Wiesen-
niederung verlieren. Auch jenseits des tiefen Arnitzgrundes, der die Mulde bei
Kupferberg jäh durchquert, lassen sich noch Reste uralten Abbaues bis auf den
Höhenkamm des sogen. Schieferberges verfolgen. Gegen Südosten über Unter-
birkenhof hinaus verjüngt sich die Erzmulde zu einem ausgesprochenen Tal, das
nach scharfer Wendung gegen Süden in eine enge, dichtbewaldete Schlucht über-
geht, in der das Buchleithenbächlein seinen Ursprung nimmt und in seinem weiteren
Laufe an alten verbrochenen Stollen und Röschen vorbei die östliche Grenze des
Grubengeländes bildet.

ÜBERSICHT.

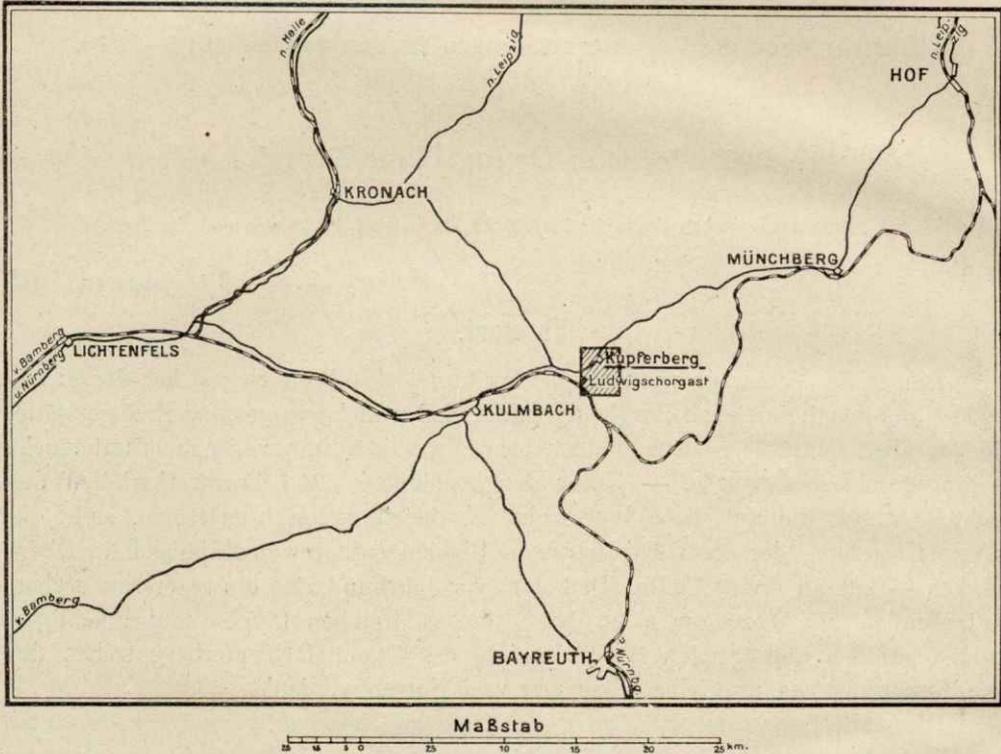


Fig. 1. Übersicht.

Dieses ganze Bergareal war mit dem Städtchen Kupferberg zusammen seit
ältesten Zeiten andechsisch, wurde dann herzoglich-meranische Herrschaft und kam
nach dem Vertrage von Langenstadt 1260 an die Bambergische Abtei Langheim,
von welcher sie das Hochstift Bamberg 1380 durch Kauf an sich brachte. Durch
die Aufhebung des Hochstiftes im Jahre 1803 wurde sie für kurze Zeit bayerisch,
fiel aber dann im sogen. Tausch- und Grenzpurifikationsvertrag mit Preußen an
diesen Staat. Nach der Schlacht von Jena blieb sie unter französischer Admini-
stration, bis sie nach dem Vertrag mit Frankreich 1810 endgültig zu Bayern kam.

Von den vielen Drangsalen, die seit Jahrhunderten das Amt und Städtchen
Kupferberg heimsuchten, sei nur auf das Elend hingewiesen, das die häufige Ein-
quartierung fremder Truppen, sowie die Bereitstellung fast unerschwinglicher Kriegs-
kosten im Hussiten-, Dreißigjährigen, Albrecht'schen, Siebenjährigen Krieg und in
den Napoleonischen Kriegen im Gefolge hatte. Die großen Brände von 1725, 1756

und 1768, denen leider auch viele Urkunden zum Opfer fielen, vernichteten noch die letzten Reste des Wohlstandes, der aus den Kriegszeiten übrig geblieben war.

Diese überaus wechselvolle Geschichte des kleinen Gebietes blieb nicht ohne nachteiligen Einfluß auf die Entwicklung seines Bergbaues, der nach alten Überlieferungen einst in „herrlicher Blüte“ stand. Durch den mehrfachen Herrschaftswechsel sind auch die meisten Nachrichten und viele wertvolle Urkunden verstreut oder vernichtet worden.

Im Nachfolgenden soll nun aus dem noch vorhandenen historischen Material alles Wissenswerte über den ehemaligen Bergbau zusammengestellt und anschließend daran der Versuch unternommen werden, durch Beschreibung der jüngsten Aufschlüsse im Grubengebiet unser Wissen über die einst so berühmte Lagerstätte zu fördern und Ansichten über ihre Entstehung zu entwickeln.

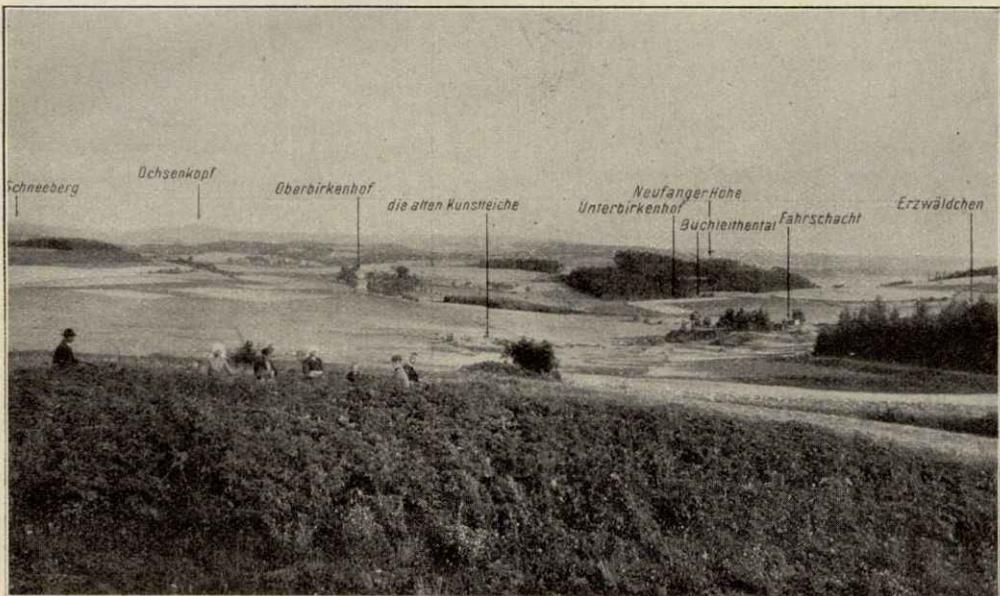


Fig. 2.

Blick auf die Erzmulde bei Kupferberg. Im Hintergrunde das Fichtelgebirge.

Daß eine umfangreichere Darstellung zustande kam, als ursprünglich erwartet werden konnte, war nur infolge der Unterstützung möglich geworden, die dieser Arbeit von so vielen Seiten zuteil wurde. Es ist mir deshalb eine angenehme Pflicht, allen denen zu danken, die mir dabei behilflich waren. Dies gilt von den Herren Geheimrat Prof. Dr. OEBBEKE, Prof. Dr. WEBER, Oberbergdirektor Dr. FINK, Oberbergdirektor Dr. MEYER, Hauptlehrer FROSCH, dann insbesondere von Herrn Oberbergdirektor Dr. REIS, der mir bei Begehungen im Felde und auch sonst wertvolle Unterstützungen zuteil werden ließ, ferner den Herren Prof. Dr. LENK und Privatdozenten Dr. M. SCHUSTER, welche mir bei der Deutung der Dünnschliffe in liebenswürdiger Weise an die Hand gingen. Auch meiner Nichte Fräulein stud. rer. nat. HANNA SEEBACH, die einen großen Teil der Gesteinsdünnschliffe herstellte und bei den übrigen petrographischen und geodätischen Arbeiten regen Anteil nahm, sei für ihre Mithilfe an dieser Stelle nochmals gedankt.

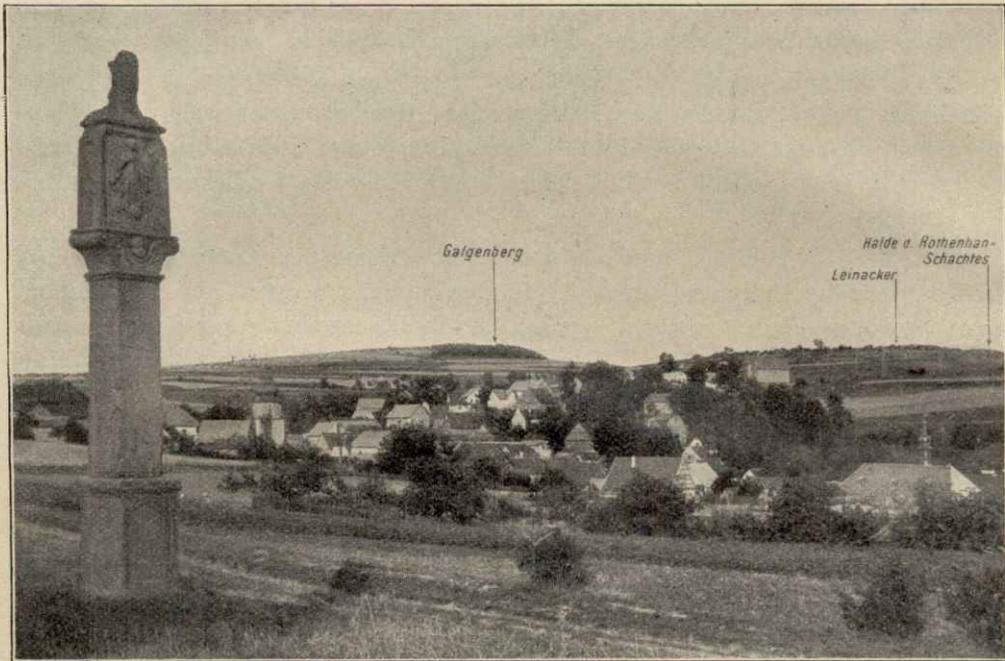


Fig. 3.

Ansicht von Kupferberg mit dem Galgenberg (links), Leinacker und der Halde des Rothenhanschachtes (rechts oben).

Einleitung.

Die Arbeiten zur Neuaufschließung der Kupferberger Lagerstätte wurden auf Antrag des Staates gemäß Art. 68 des bayerischen Berggesetzes durch die Gewerkschaft des „Vereinigten Bergwerks Kupferberg“ im Sommer 1917 begonnen. Verfasser erhielt den Auftrag, im Anschluß an die bereits gepflogenen Vorstudien des Herrn Bergdirektors ZOBEL die Ausdehnung des ehemaligen Bergbaues an der Hand des urkundlichen Materials zu erforschen und die geologische Position der Lagerstätte durch Neuaufnahmen und Aufschlüsse zu klären.

Die Erkundungsarbeiten gestalteten sich in ihrem Verlaufe weit schwieriger, als es anfänglich den Anschein hatte. Vor allem häuften sich die Hindernisse bei der kritischen Durcharbeitung der alten Urkunden und der sonstigen Literatur über den fast sagenhaften Bergbau. Abgesehen davon, daß gerade über die erfolgreiche älteste Betriebsperiode überhaupt keine Angaben vorzufinden waren, erwiesen sich die neuerlichen Berichte derart lückenhaft, verworren und widersprechend, daß man über die ehemaligen Grubenanlagen anfänglich kein absolut klares Bild erlangen konnte. Die wenigen Pläne, die über den ehemaligen Bergbau Aufschluß geben sollen, enthalten nur die Grubengebäude des 18. Jahrhunderts und die Pingenzüge der älteren Betriebszeit, jedoch ohne jegliche Ortsangabe. Die Pläne ließen sich infolge der ungenügenden und häufig falschen Orientierung nur mit großer Mühe auf das Gelände einpassen. Die Grundrisse hatten entweder eine falsche Nordnadel oder gar keine; in den Saigerrissen waren die Oberflächengestaltung und damit die Teufen der eingezeichneten Bauten falsch wiedergegeben. Um diese Pläne für die Beurteilung der damaligen Verhältnisse brauchbar zu machen, war eine Umarbeitung unter Berücksichtigung der tatsächlichen Oberflächenverhältnisse nötig. Zu diesem Zwecke fehlten Nivellements oder brauchbare Höhenschichten-

Karten. Die Schraffenkarte des topographischen Atlas 1 : 50000 war natürlich ungeeignet. Verfasser entschloß sich deshalb zur topographischen Aufnahme des Grubengeländes und der nächsten Umgebung im Maßstab 1 : 5000 in Höhengestrichen von 10 bzw. 5 m, ferner zur Herstellung einer größeren Zahl von Nivellements. Bei der Einmessung der zahlreichen, wirt durcheinander liegenden Pinggen gelang es diese durch Vergleich mit alten Grubenbildern soweit zu ordnen, daß man hinsichtlich ihres Alters, ihrer früheren Bezeichnung und Funktion allmählich volle Klarheit erhielt. Nach dieser mühevollen Orientierung schritt man zur versuchsweisen Öffnung von mehreren alten Schächten, die nach Angabe der Alten zu ausgedehnten Anlagen führen sollten. Als sich dies bestätigte, war der Anschluß an die alten Bauten gewonnen und die weitere Aufschlußtätigkeit in die angestrebte Bahn geleitet. Gleichzeitig wurde ein vor 20 Jahren begonnener Stollen in Richtung auf jene mutmaßlichen Erzströme, die in alten Bergwerksakten wiederholt erwähnt wurden, weitergetrieben. Gegen Ende des Jahres 1919 waren nun die Arbeiten soweit gediehen, daß mehrere alte Gänge einwandfrei festgestellt werden konnten, die bereits von den Alten verfolgt, aber nur teilweise abgebaut waren und die hinsichtlich Güte und Menge frühere Hoffnungen weit übertrafen. Scheinbar hatten die Alten nur das reine Kupfererz gewonnen und die kupferhaltigen Schwefelkiese stehen gelassen. Ob und wie weit diese wiedergefundenen Gänge in die unverritzte Tiefe niedersetzen, läßt sich bei dem komplizierten Bau des Gebirges schwer erraten. Spätere Sondierungen sollen darüber Klarheit schaffen. Auf alle Fälle aber ist durch die bisherigen Funde den absprechenden Urteilen aus früherer und neuerer Zeit schon bedeutender Boden entzogen worden, ebenso auch den vielfach geäußerten Meinungen, daß im „gut durchforschten“ Fichtelgebirge unbekannte und zugleich wirtschaftlich wertvolle Erze nicht mehr zu finden seien.

Bei der Erkundung der geologischen Position der Lagerstätte bot die geognostische Karte des Königreiches Bayern von Dr. C. W. GÜMBEL eine gute Unterlage. Die Neuaufnahme brachte allerdings eine Menge von Einzelheiten und grundlegenden Änderungen; ebenso konnte die Tektonik, besonders in ihren Zusammenhängen mit der Gneismasse, eingehender geklärt werden. Ein wirklich vollständiges Bild der überaus eigenartigen und komplizierten Gebirgsstruktur ließ sich trotz der zu Gebote stehenden Aufschlüsse nicht ermöglichen.

Die Ergebnisse dieser gesamten Vorerkundungen sind nun in nachstehenden Ausführungen niedergelegt und wie folgt gegliedert:

A. Übersicht über den Inhalt der älteren Literatur.

- I. Literaturverzeichnis.
- II. Geschichte des Erzbergbaues.
- III. Vorkommen und Gewinnung der Erze.
- IV. Die alten Grubengebäude.

B. Geologische Position der Lagerstätte.

- I. Geologische Übersicht.
- II. Geologische Literatur.
- III. Geologisch-petrographische Beschreibung der wichtigsten Gesteinszonen
- IV. Tektonik.
- V. Die Erzlagerstätten.

C. Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse.

Schlußbetrachtung.

A. Übersicht über den Inhalt der älteren Literatur.

I. Literaturverzeichnis.

Manuskripte.

Von handschriftlichem Material standen zur Verfügung:

- a) Die Akten des Oberbergamts München (1562—1857).
- b) Die im Kammerarchiv des ehemaligen Hochstifts Bamberg befindlichen Münz- und Bergwerksakten (1622—1804). Zusammengestellt von Lyzealprofessor und Inspektor des Natural. Kabinetts zu Bamberg Dr. ANDREAS HAUPT i. Jahre 1868 als „Materialien zur Geschichte des Bergbaues im ehemaligen Hochstift Bamberg“.
- c) Die auf den Bergbau bezüglichen Aufzeichnungen der Kirchen-Chronik der Pfarrei Kupferberg, zusammengestellt i. Jahre 1896 durch Benefiziat ALOISIUS SCHÖNHEINZ.
- d) Die Akten der Gewerkschaft „Kupferberg“.

a) Akten des Oberbergamts München.

1. Bericht des Amtmanns CHRISTOF VON HIRSGAIDE zu Kupferberg an Fürstbischof VEIT zu Bamberg vom 29. 1. 1562 über die Zeche „St. Nikolaus“.
2. Bericht des Berggeschworenen und Bergmeisters BERTHOLD HOLZSCHUHER zu Goldkronach an Fürstbischof VEIT vom 6. 7. 1606.
NB.: B. HOLZSCHUHER war aus Nürnberg gebürtig und hatte schon im Jahre 1559 i. Johnsbachgraben i. Steiermark auf Kupfer gebaut (siehe K. REDLICH, Bergbau Steiermarks, Leoben 1905, S. 3.)
3. Kurze Mitteilung aus dem Jahre 1626 über die Nutzung des alten verfallenen Bergwerks zu Kupferberg und die daselbst vorhandenen Schlackenhalde.
4. Kurzer Bericht vom Jahre 1645 über den Unfall eines Bergmanns zu Kupferberg.
5. Bericht über Erzfunde (Kupfer und Eisen) und Betriebsverhältnisse in Kupferberg und auf dem Schieferberg in den Jahren 1647—1700 von den Bergmeistern OBERMANN und OBERLENER. (Meist sehr kurz, lückenhaft und unklar.)
6. Protokoll über den Bergbau zu Kupferberg von Berghauptmann J. K. KROFF vom 7. 11. 1727.
7. Bericht des Schichtmeisters und Rechnungsstellers der Concordia Gewerkschaft, JOH. BLASIUS HERZOG vom Jahre 1805.
8. Mutungsgesuch des Schichtmeisters HERZOG bei RAULINO auf Grund einer Fundgrube auf dem sogen. Kaiser Heinrichszuge vom 8. August 1804.
9. „Die Recherche des Kupferberger Bergbaues betreffend vom Königl. Preuss. Kriegs- und Domänen- auch Bergrath, Herrn Freiherr von HAYNITZ zu Bayreuth vom 8. März 1805 zwecks Vollziehung des Preuss.-Bayerischen Hauptvertrages, der Ministerialkommission in Ansbach vorgelegt.“ (Die damals beigelegten Risse Sig. A.—D. Tabelle und Beilagen sind leider verloren gegangen.)
10. Übergabe-Protokoll an das Königl. komb. Bergamt Wunsiedel-Goldkronach vom Bergmeister REUTER vom 22. 7. 1814.
11. Plan des Bergrats JLLIG, die Wiederaufnahme des bisherigen alten Bergbaues betreffend, gerichtet an das Oberbergmeisteramt Bayreuth vom 10. Juni 1817.
12. Erwiderung des Oberbergmeisteramtes Bayreuth auf JLLIG's Plan am 17. November 1827.
13. Erwiderung des Bergrats JLLIG (Datum unbekannt).
- 13 a. Gutachten des k. Bergamtsoberteigers und Markscheiders SELL zu Arzberg vom 18. 5. 1827 „über den ehemaligen Befund des Kupferberger Bergbaues und dessen Wiederemporbringung betreffend.“
14. Berichterstattung des Lehrers STENGLEIN von Ludwigschorgast über die durch ihn gepflogene Einsicht vorgefundener Aktenstücke des alten Kupferberger Bergbaues betreffend vom 16. September 1828.
15. Idem vom 25. November 1830 unter Berufung auf das Gutachten des Obersteigers RÖHLING (siehe unter d) 41.)
16. Bericht des königl. Bergamts Wunsiedel, die Wiederaufnahme des alten Kupferbergbaues zu Kupferberg betreffend vom 13. Juni 1831.
17. Kurzer Bericht über die Wiederaufwältigung des Kaiser Heinrichschachtes auf Bitte des Lehrers STENGLEIN in Ludwigschorgast vom 30. Juli 1832 bzw. 19. August 1834.
18. Kurzer historischer Bericht des Obersteigers LESCHNER der gold. Adlerhütte vom 19. 10. 1843.

19. Schreiben des Bergamtes Steben an das Bergamt Wunsiedel vom 20. 6. 1844.
20. Bericht des kgl. Bergamts Wunsiedel vom 12. August 1856 (betr. Aufwältigung des alten Franz-Ludwigschachtes durch Einwohner von Kupferberg) von Bergmeister HAHN in Brandholz.
21. Entschließung des K. G. B. u. S. Adm. vom 29. 7. 1857. (Betr. Unterbleibens von Wieder-
aufnahmearbeiten auf Kosten des Staates.)
22. Mutungsgesuch des Bergingenieurs ANTON LEROUX i. Vilseck und Fabrikdirektors WILHELM HUTH
in Annahütte bei Grafenwöhr vom 13. Juni 1871.

b) Kammerakten des Bamberger Archivs.

23. Hinweise auf das Bestehen der Kupferberger Bergwerke in verschiedenen Archivakten der
Jahre 1622, 1678 und 1672. (BIEDERMANN'S Topographie Mskpt.)
NB.: Die von HAUPT angeführten Akten aus dem Jahre 1695 über die Bernhardzeche bei
Rodeck haben nichts mit dem Kupferberger Bau zu tun. Die Schächte von St. Bernhard
öffneten sich auf dem südöstlichen Ausläufer des Döbraberges ca. 700 m westlich der Ortschaft
Thron. Ebenso gehört auch der Bericht über die Verschickung von Rodecker (Kupferberger)
Erz durch Hofrat SCHLEHLEIN nach Mainz nicht hierher.
24. Schreiben von JOHANN CHRISTOF VON UND ZU ERTHAL vom 10. September 1700 an den Fürsten
LOTHAR FRANZ VON SCHÖNBORN zwecks finanzieller Beteiligung am Kupferberger Bergbau.
25. Referat des FRANZ REINHARD BEHRINGER vom 7. Dezember 1700 über die Kosten einer Berg-
visitation durch den Naylaer Bergdirektor JOH. KASP. KROFF.
26. KROFF'S Referat über die Bergwerksbesichtigung vom 10. September 1700, mitgeteilt von
JOH. CHRISTOF VON UND ZU ERTHAL.
27. Bergordnung für das Kupferberger Bergamt vom Jahre 1700.
28. Akten aus den Jahren 1703, 1704, 1708, 1718 und 1720 mit Bemerkungen über den neuen
Aufschwung des Bergwerks unter Leitung des Berghauptmanns KROFF.
29. Bericht des Berghauptmanns KROFF an den Fürsten LOTHAR FRANZ VON SCHÖNBORN über den
Stand und die Hoffnungen der St. Veitszeche bei Kupferberg vom 18. 7. 1729.
30. Kammerbericht vom 25. November 1732 an den Fürsten über die bedenkliche Lage des Berg-
werks wegen ungenügender Sumpfung der Gruben durch die Wasserhaltungsmaschinen. Vor-
schlag zur Auflassung der Gruben und Abfindung von KROFF.
31. Bericht an den Fürstbischof PHILIPP ANTON V. FRANKENSTEIN vom 11. 2. 1747 über die Neu-
einsichtnahme des verfallenen Bergwerks durch den Sekretär vom Kloster Michelsberg,
JOH. KARL MATTH. FRAAS.
32. Bemerkungen über den Weiterbau der Kupferberger Gruben durch verschiedene Gewerke. Ferner
Bergwerksrechnungen, Vorstellungen, Revisionsbemerkungen und Protokolle von 1769—1790.
33. Befehl der kurfürstlich Bayer. Landesdirektion a. d. Oberregistrator EDER und Registrator BEHR
zur Auslieferung der Kupferberger Bergwerksakten (1804).

c) Urkundenmaterial der Pfarrei Kupferberg.

Bergbau:

34. Älteste Originalurkunde vom Jahre 1326. (BISCHOF HEINRICH gebraucht darin den Ausdruck „auf
unserem Kupferberg“.)
35. Siebente Originalurkunde vom Jahre 1338, mit Bemerkungen über die Zukunft der Bergleute,
ihre Ansiedlungen innerhalb der Stadt, sowie außerhalb des „Kupferberges“ und ihre Be-
steuerung gemäß einer Bestimmung des Bischofs LEUPOLD.
36. Achte Originalurkunde vom Jahre 1340. (Verleihung des Presseckl an das Spital.)
37. Zwölfte Originalurkunde von 1346. (Verleihung eines Ackers in der Nähe des „Kupferberges“.)
38. Die 10. und 11. Langheimer Urkunde vom Jahre 1334 bzw. 1344 (Kloster Langheim) mit Hin-
weisen darauf, daß das Bergwerk Hoher-Berg bei Leubgast dem Hochstift Bamberg von den
römischen Kaisern geschenkt worden war.
39. Stiftungsbrief des Kupferberger Spitals vom Jahre 1337. (Erwähnung des ersten urkundlichen
Bergmeisters.)
40. 14. Originalurkunde vom Jahre 1358, worin ALBRECHT DER PERKMEISTER genannt wird.
- 40 a. Verschiedene Urkunden und Matrikel, die über die Personalien von Bergwerksbeamten in
der Zeit von 1677—1820 Aufschluß geben.

d) Akten der Gewerkschaft „Kupferberg“.

41. Gutachten des Obersteigers CARL GOTTFRIED RÖHLING vom 13. Juli 1801 über das Concordia-
Grubengebäude zu Kupferberg.

42. Zirkular des Bergrats ILLIG vom 3. Juli 1805 an sämtliche Kuxinhaber.
43. Mutungsbegehren des GOTTLIEB FRIEDR. ILLIG, ehemal. Concordia-Schichtmeister, beim Bergamt Bayreuth mit ausführlicher Angabe der Beweggründe.
44. Zeugnis des Gemeindevorstehers CHRISTOF WEISS auf Antrag des Lehrers STENGLEIN über die Anlage der alten Erbstollen.
45. Bekenntnis des 77 Jahre alten ehemaligen Gewerken SIMON BRÜCKNER bezüglich des Vorhandenseins eines Ganges im Kaiser Heinrich vom 20. November 1830.
46. Abschrift des Lehrers STENGLEIN aus einer Quartalsrechnung, worin Äußerungen über gute Aussichten bei Wiedereröffnung des St. Veitsmorgenganges gemacht werden.
47. Zirkular der Concordia Vitriolwerke betr. Treibung eines tiefen Erbstollens. (Abschrift von Lehrer STENGLEIN vom 3. September 1828.)
48. Bestätigungsurkunde des königl. Bezirksamts Bayreuth vom 21. Oktober 1892.
49. Auszug aus einer Konferenz mit Oberbergamts-Direktor VON GÜMBEL vom 26. Oktober 1896 in Sachen Kupferberg. Mitgeteilt von Konsul SCHWAB.
50. Bericht des kgl. Oberbergrats FRANZ MAYER a. d. K. Oberbergamt betr. Inbetriebsetzung von Kupferbergwerken vom 26. Februar 1916. (Abschrift.)
51. Bergingenieur B. ZOBEL, Äußerungen über die Akten des Kupfererzvorkommens in Kupferberg vom 5. 4. 1916.
52. ZOBEL, Schlußwort über das Kupfererzvorkommen zu Kupferberg.
53. ZOBEL, Gutachten über das Vorkommen von Kupfererzen und ihre bisherige Gewinnung bei Kupferberg in Oberfranken.
54. Erzprobenuntersuchungen aus den Jahren 1881.

Druckwerke.

55. GEORG PAUL HÖNNS D. Lexikon Topographicum, Frankfurt, Leipzig 1747. (S. 33.)
56. HELFRECHT. Das Fichtelgebirge, nach vielen Reisen auf demselben beschrieben. I. Bd. Hof 1799 (Seite 245 Verzeichnis der Bergwerke im Wunsiedler Bergrevier.)
57. Geographisches statistisch-topographisches Lexikon von Franken. III. Bd. Ulm 1801 (S. 246).
58. GOLDFUSS und BISCHOF. Phys. statist. Beschreibung des Fichtelgebirges. II. Bd. mit einer Gebirgskarte. Nürnberg 1817 (S. 259 und 260).
59. Bericht eines Bergknapen über den Bergbau in Kupferberg, Bayreuther Zeitung Nr. 38 1819.
60. Erwiderung eines kgl. bayerischen Bergmeisters auf Vorstehendes. Bayreuther Zeitung Nr. 41. 1819. (Der Aufsatz stammt vom Bergmeister REUTER.)
61. Bavaria III. Bd. 7. Buch 1865 (S. 31, 267, 441 und 745).
62. C. W. v. GÜMBEL, Geogn. Durchforschung Bayerns 1877 S. 34 Anmerkungen 16 und 17.
63. C. W. v. GÜMBEL, Geogn. Beschreibung des Fichtelgebirges 1879 S. 4, 303 (Gänge und Zechen), 394, 395, 396 (Erzgebiet).
64. KOSMANNS Analysen in der Berg- und Hüttenmännischen Zeitschrift 1889 S. 246.
65. J. GAREIS, Schorgast zum Kupferberg. Ein Beitrag zur Ortsgeschichte Bayerns. „Bayernland“ Jahrgang 1892.
66. C. W. v. GÜMBEL, Geologie von Bayern II. B. 1. 4. Teil 1894 S. 549, 568 und 577.

Wie schon eingangs erwähnt, ist trotz des scheinbar großen Umfangs der vorliegenden Literatur nur wenig Brauchbares darin vorzufinden. Berichte, die sich auf örtliche Feststellungen in den damaligen Bauen stützen, sind nur die unter Ziffer a) 6, 7, 9; b) 29 und d) 41 angeführten; alle übrigen Ausführungen gründen sich auf diese Angaben.

Grubenpläne.

Die nachfolgend aufgeführten Grubenkarten befinden sich teils im Archiv des Oberbergamts zu München, teils in der Sammlung der Gewerkschaft „Kupferberg“. Leider geben dieselben nur die Grubenverhältnisse des 18. Jahrhunderts wieder, also zu einer Zeit, in der der Bergbau bereits dem Verfall entgegengeht. Die Ergänzungen in den beigelegten umgezeichneten Plänen (Tafel I—IV) sind auf Grund von Einmessungen der alten Pingen sowie an der Hand der alten Urkunden gefertigt.

a) Pläne im Archiv des Oberbergamts München.

1. Grund- und Seigerriß über den St. Veitszug zu Kupferberg; verzeichnet am 14. Juli 1717 durch JOH. KASP. KROPE. Kopiert am 26. Juni 1799 durch Bergrat KARL FRIEDR. ILLIG.
2. Grundriß über die im Städtlein Kupferberg sowohl alten als auch neuen Grubenbaue, fertig am 15. März 1768 von RUDOLF WILKEN, Bergmeister, kopiert am 12. August 1798

von Bergrat KARL FRIEDR. ILLIG; weitere Kopie von Lehrer FRIEDR. STENGLIN zu Ludwigschorgast am 6. Juni 1830.

3. BROUILLON über den sogen. St. Veitszug in Kupferberg von Karl FRIEDRICH ILLIG 1785.
4. Situationsriß von diesem Teil des Kupferberger Reviers nebst den söhlichen Linien des Tageszuges vom Mundloch des St. Martinsstollens bis zum St. Veitsschacht. Abgezogen und gefertigt in der 13. Woche des Quartals Trinitatis 1801 von JOSEPH HERZOG.
5. Grund- und Seigerriß des Grubengebäudes „Franz-Ludwig-Fundgrube“ zu Kupferberg und von einem Teil des Grubenbaues vom St. Veits- Förder- und Fahrshacht gegen Mittag betreffend. Abgezogen in der 11. Woche des Quartals Trinitatis 1801 von JOSEPH HERZOG.
6. Grund- und Seigerriß des Kupferberger Bergwerksreviers von Bergmeister REUTER. 1801.

b) Pläne der Gewerkschaftssammlung.

7. Generalriß des Alexanderstollens auf der Wilhelmzeche bei Kupferberg. Mit Theodolit und Kompaß vermessen, sowie zu Riß gebracht im Juli und August 1891 durch den Markscheider BECHER. Mit Nachträgen vom Juli 1901, Dezember 1902 und August 1903. Maßstab 1:1000.
8. Zechenplan auf Katasterblatt 1:5000.

II. Kurze Geschichte des Bergbaues.

Die ersten Versuche des Erzbergbaues verlieren sich in sagenhaftem Dunkel. Sie sollen von slavischen Ansiedlern ausgegangen sein und auf dem sogen. Schieferberge nordöstlich der heutigen Ortschaft „Kupferberg“ ihren Anfang genommen haben. Man ging dort den ausstreichenden Erzzenen im Schiefer nach, zu deren Entdeckung vermutlich die Erztrümmer im Gehängeschutt oder der erzgeröllhaltige Arnitzbach geführt hatten.

Die Blütezeit des Bergbetriebes ist um die Wende des 13. und 14. Jahrhunderts anzunehmen. Dafür spricht vor allem die Tatsache, daß die auf dem sogen. „Kupferberge“ (mons cupri) gelegene und aus dem Bergbau hervorgegangene Ansiedlung „Schorgast zu Kupferberg“ — später nur Kupferberg genannt — schon im Jahre 1302 Stadt- und Marktgerechtigkeit erlangt hatte. Nach KROFFS Bericht (29) sollen um diese Zeit 1700 Bergknappen in den Gruben gearbeitet haben und zehn Schmelzhütten im Gange gewesen sein. Im teilweisen Einklang mit dieser Überlieferung stehen auch die in der 7. Originalurkunde der Pfarrei Kupferberg (35) enthaltenen Sonderbestimmungen, die durch Bischof Leupold 1338 verfügt worden sind. Aus diesen geht hervor: 1. daß sich schon damals die Bergleute als von den Bürgern getrennten Stand konstituiert hatten; 2. daß diese zu jener Zeit teils in der Stadt, teils außerhalb des „Kupferberges“ wohnten, also ziemlich zahlreich gewesen sein mußten. — Kennzeichnend für die nicht geringe Bedeutung des seinerzeitigen Bergbaues ist ferner der Inhalt eines Lehensbriefes vom Jahre 1340 (36), in welchem ein RABIN v. WALDENFELS den Ertrag aus Bergwerken, die auf seinen Gründen entdeckt werden können, für sich und seine Nachkommen vorbehält. Das gleiche findet sich in einem Einigungsbriefe vom Jahre 1346 (37), der von den Brüdern PLASSENBERGER ausgestellt ist und sich auf einem dem Kupferberger Spital zugeeigneten Acker bezieht. Erze sind also zu jener Zeit im Kupferberger Gebiet überall gesucht worden, und die Ausbeute scheint auch ertragsreich gewesen zu sein. Leider sind die genaueren Aufschreibungen über die damaligen Betriebsverhältnisse durch die großen Brände in den Jahren 1725 und 1756 vernichtet worden. Das gleiche Schicksal hatten auch jene Urkunden, die über die Ursachen des plötzlichen Verfalls berichteten. KROFF (27) betont ausdrücklich, daß der Bergbau nicht in Ermangelung von Erzen, sondern infolge starker Wasser- einbrüche eingegangen ist. Er beruft sich dabei auf einen Begnadigungsbrief des Bischofs LAMBRECHT (gest. 15. 7. 1339), worin zur Wiedergewältigung des durch

einen Wolkenbruch ertrunkenen Bergwerks aufgefordert wird. (NB. Diese Urkunde soll bei der Zerstörung des Kupferberger Rathauses 1756 vernichtet worden sein. Die von KROPF gefertigte Abschrift ist ebenfalls verloren gegangen.) Anscheinend ist dieser Gnadenbrief wie auch die späterhin von den Bischöfen LEOPOLD V. EGGLOFSTEIN (gest. 17. 6. 1343) und ANTON V. ROTHENHAN (gest. 5. 5. 1459) herausgegebenen Schreiben ohne jegliche Wirkung geblieben. Die alten Gruben verfielen allmählich vollständig und gerieten in Vergessenheit.

Erst um die Mitte des 16. Jahrhunderts erwachte wieder das Interesse für die fast zwei Jahrhunderte brachgelegene Erzlagerstätte. So berichtet in der ältesten noch erhaltenen Urkunde vom 29. 1. 1562 der Amtmann CHRISTOF V. HIRSGAIDE zu Kupferberg (1) an den Fürstbischof VETZ, daß er die alten Gruben der ehemaligen „St. Nikolauszeche“ teilweise befahren und diese sich sehr wohl verzeichnet hätten. Es wären daselbst 10 Ztr. „gut gediegen Erz“ gefunden worden und man dürfte bis Ostern auf 100 Ztr. rechnen. Anscheinend ist es aber vorläufig nur bei Schürfversuchen geblieben; denn aus dem Bericht des berühmten Goldkronacher Bergmeisters HOLZSCHUHER vom Jahre 1606 geht hervor, daß man selbst um diese Zeit über die Vorarbeiten für die Neuaufschließung noch nicht hinausgekommen war. Die erste urkundliche Nachricht von der „Nutzung des alten verfallenen Bergwerks und der daselbst vorhandenen Schlackenhalden“ datiert aus dem Jahre 1626. Volle Gewißheit über den wiederaufgenommenen Abbau gibt jedoch erst ein Unfallbericht von 1645, wonach ein Bergmann zu Kupferberg von einer 12 Ztr. schweren Wand bedeckt, aber noch gerettet worden ist. Bei dieser Gelegenheit wird noch erwähnt, daß hinter dieser Wand reiches Kupfererz angestanden sei. Der Abbau, der an und für sich nur in den oberen Teufen geführt worden war, scheint aber durch die Wirnisse und die Folgen des Dreißigjährigen Krieges zu keinen besonderen Erträgen geführt zu haben. Vielfach mußte die fürstliche Kammer Zubeße leisten. So standen im Jahre 1682 den Gesamtausgaben von 1392 fl. nur 1260 fl. Einnahmen durch Ausschmelzen von 28 Ztr. Garkupfer (pro Ztr. zu 45 fl.) gegenüber; obwohl damals die Steiger nur 15 kr. und die Häuer nur 9 kr. Löhnung erhielten. Erst gegen Ende des 17. Jahrhunderts begann — nach den später aufzuführenden Produktionszahlen zu schließen — der Bergbau an Ausdehnung zu gewinnen. Vom Jahre 1700 stammt die Bergordnung für das Kupferberger Bergamt, die alle Angelegenheiten ordnet und genaue Instruktionen für Obersteiger, Schichtmeister, Steiger und Schmelzer enthält. Der größte Aufschwung seit der Wiedereröffnung kam aber erst zu Anfang des 18. Jahrhunderts unter der rührigen und energischen Leitung des ehemaligen Nailaer Bergdirektors JOHANN KASPAR KROPF. Dieser legte vor allem sein Augenmerk auf die Tiefen des berühmten St. Veits-Morgenganges. Er baute zur Sumpfung der seit 300 Jahren unter Wasser gesetzten alten Werke ein noch später zu besprechendes Kunstgezeuge, das seine Betriebswasser auf Stollen und Gräben von den Spiegelteichen nördlich Schallerhof hergeleitet bekam. KROPF hatte aber trotz aller Anstrengungen und der zweifellos zielbewußten Führung nur vorübergehenden Erfolg; denn die zum ständigen Betriebe der Kunsträder nötigen Aufschlagwässer waren teils durch mutwillige Zerstörung der Zufuhrgräben vonseiten der Bauern, teils durch längere Trockenzeiten nicht in ausreichendem Maße vorhanden. Nachdem auch die zur Behebung der Mängel vorgeschlagenen Aufwendungen von den kurzsichtigen Behörden abgelehnt wurden, trat ein sichtlicher Verfall ein, der nach KROPFS Tode im Jahre 1735 zum Erliegen der Gruben führte.

Nach fast 12 jähriger Ruhe erfolgte eine Neueinsichtnahme des aufgelassenen Bergwerks durch den Sekretär des Bamberger Klosters Michelsberg, JOH. KARL MATTH. FRAAS. In seinem Bericht vom 11. 2. 1747 an den Fürstbischof PHILIPP ANTON V. FRANKENSTEIN rühmt er die Güte des Erzvorkommens und befürwortet eine Wiederaufnahme des Bergwerks. In Wirklichkeit kam es aber nur zu einem höchst kümmerlichen Abbau der von den Alten stehengelassenen Schwefelkiese zum Zwecke der Vitriolgewinnung. Die Unternehmer waren die neugebildete St. Martinsgewerkschaft und die sogen. Brückner'schen Erben (altes Werk), woran sich die fürstliche Regierung nur mit ein paar Kuxen honoris causa beteiligte. Aus den Bergwerksrechnungen, Revisionsbemerkungen und Protokollen der Jahre 1769—1790 ist zu ersehen, daß der Betrieb häufig zum Stillstand kam. Nur während der Regierung des Fürstbischofes FRANZ LUDWIG V. ERTHAL konnte der Bergbau durch wöchentliche Zubeuß von 10 Thaler sowie durch Bildung der neuen Gewerkschaft „Concordia“ vorübergehend gehoben werden. Auf alle Fälle blieben die Gruben bis zur Aufhebung der fürstlichen Regierung im Jahre 1803 ein stetes Sorgenkind des Stiftes. Besonders hinderlich für eine gedeihliche Entwicklung der Betriebe waren neben dem Mangel an Organisation und Unternehmungsgeist vor allem die jahrelangen Feldstreitigkeiten zwischen dem Concordia- und dem St. Martinsvitriolwerk. Diese wurden erst nach Überführung des Amtes Kupferberg an Bayern im November 1803 durch den Staatsrat zu München entschieden. Deren vollständige Beilegung erfolgte jedoch erst dadurch, daß Kaufmann RAULINO von Bamberg, der Besitzer der St. Martinszeche, die sämtlichen Werke im Jahre 1806 durch Kauf vereinigte. Dieser neue Besitzer, den Bergrat JLLIG als „wohlverständlich“ und „fürsorglich“ rühmt, war unermüdlich bemüht, durch Hoffnungsschläge, Anlage einer großen Vitriolsiederei an Stelle der alten Schmelz und sonstige Neuerungen den Bergbau wieder zu heben; doch kam durch neue politische Wirnisse und schließlich durch das Ausfuhrverbot nach England das hoffnungsvolle Werk aus Mangel an Aufträgen zum baldigen Stillstand.

In den Jahren 1817 und 1818 bestanden zwischen dem Bergmeister KILLINGER zu Bayreuth und dem ehemaligen bambergischen Bergrat ILLIG Wiederaufnahmeverhandlungen, die aber nur zu nutzlosen Auseinandersetzungen führten, und schließlich durch das Ableben ILLIGS hinfällig wurden. — Eine Zeitlang wurde auf einigen halbverfallenen Gruben nochmals Erz für Vitriol- und Alaunbereitung gewonnen, bis schließlich 1829 die neuerliche Auffassung der Gruben erfolgte. — Aber auch dieser Stillstand währte nicht allzulange, und bald knüpften sich durch die Anregungen des Lehrers STENGLEIN von Ludwigschorgast neue Hoffnungen an das alte Werk. Die auf sein Betreiben erfolgten Wiedererhebungsarbeiten im Gebiete der Kaiser Heinrich-Zeche auf Kosten des Staates in den Jahren 1831—1834 mußten jedoch wegen Aussichtslosigkeit auf Erfolg eingestellt werden. Der Glaube an große Erzschatze, die noch im Kupferberge ruhen, hatte sich jedoch derart bei den Einheimischen festgesetzt, daß von Zeit zu Zeit immer wieder neue Schürf- und Bauversuche gemacht wurden. Eine größere Unternehmung dieser Art kam im Februar 1856 dadurch zustande, daß sich 86 Einwohner von Kupferberg (20) zur Wiedereröffnung des Bergwerks durch monatliche Beiträge an Geld und Dienstleistung vereinigten. Bei dieser Gelegenheit wurde der alte Franz-Ludwigschacht bis auf 15 Lachter Teufe neu aufgewältigt; außerdem konnten mehrere alte schwefelkiesreiche Strecken neu aufgefahren werden. Weitere Versuche scheiterten an der Unzulänglichkeit der Mittel und der geringen Ausdauer. So trat bis zum Jahre 1871 eine abermalige

Ruhe ein. Am 13. Juni dieses Jahres muteten der Bergingenieur ANTON LEROUX in Vilseck und der Fabrikdirektor WILHELM HUTH in Annahütte bei Grafenwöhr (22) das gesamte alte Grubenrevier unter dem Namen „Wilhelmszeche“ neu ein. Umfangreichere Arbeiten wurden jedoch um diese Zeit noch nicht vorgenommen; es blieb einstweilen nur bei einer pro forma-Belegung der alten Baue. Erst im Jahre 1892 gelang es den verdienstvollen Bemühungen des Ingenieurs LEROUX, eine kapitalkräftige Gewerkschaft zu bilden und durch Vornahme von Schürf- und Wiedergewältigungsarbeiten den Bergbau neu zu beleben. Unter seiner Leitung wurde auch der 1600 m lange Alexanderstollen getrieben, der die alten St. Veitsbaue unterfuhr und zum Teil entsüpfte. Zu weiteren Arbeiten größeren Umfangs konnte jedoch nicht geschritten werden, da das Konsortium, dessen Vollmacht LEROUX innehatte, über kein weiteres Kapital verfügte. Infolge dieser Verhältnisse trat neuerdings ein sichtlicher Verfall ein, der durch Ausbruch des Weltkrieges beinahe zum nochmaligen Erliegen der Gruben führte. Die großen Metall-, besonders Kupferforderungen des Krieges gaben jedoch dem Bergbau, der durch die großen Einfuhrmengen im Frieden stark gelitten hatte, eine überaus günstige Wendung. Die immer mehr zunehmende Kupferknappheit veranlaßte den Staat alle auf Kupfer verliehenen Bergwerke zur Inbetriebsetzung aufzufordern. Dadurch wurden zu Kupferberg neuerliche Untersuchungsarbeiten unter Leitung des Bergdirektors ZOBEL in den alten Bauten vorgenommen, die jedoch, ohne ein besonderes Ergebnis gezeitigt zu haben, durch das Ableben des Berghauptgewerken JOHANN ZELTNER-DIETZ in Nürnberg eingestellt werden mußten. — Da inzwischen die gesetzliche sechsmonatige Frist zur Inbetriebsetzung abgelaufen war, mußte das Oberbergamt die Aufhebung des Bergwerkseigentums verfügen. Bei der im Oktober 1919 erfolgten Versteigerung ging der gesamte Bergbaubesitz an die neugegründete Gewerkschaft Kupferberg über, deren Bemühungen es hoffentlich gelingen wird dem Bergwerk seinen alten Ruf zurückzugewinnen.

III. Zusammenfassung der urkundlichen Berichte über Vorkommen und Gewinnung der Kupferberger Erze.

Vorkommen und Gewinnung der Kupferberger Erze.

Erzarten.

Die bei Kupferberg gewonnenen Erze waren vorwiegend Kiese, und zwar Kupfer- und Schwefelkiese. In der Blütezeit des Bergbaus (14. Jahrhundert) wurden nur die reichen Kupferkiese gebrochen; bei der Wiederaufnahme des Betriebes im 16. Jahrhundert begnügte man sich mit der Gewinnung der von den Alten stehen gelassenen kupferhaltigen Schwefelkiese.

Zum Abbau der Alten (14. Jahrhundert) bemerkt HOLZSCHUHR (2) in seinem Bericht vom Jahre 1606, daß auf den Halden der alten Grubengebäude, die seit Menschengedenken nicht mehr gebaut worden sind, überall reiche Kupfererze und Kiese liegen, was ein Beweis dafür ist, daß die Alten nur den reichsten Kern herausgeschält und die geringwertigeren Gesteine unbeachtet gelassen haben. Im übrigen verweist er auch auf den hohen Erzgehalt der Schlackenhalde bei den alten Schmelzen.

Neben dem Kupfer- und Schwefelkies sind gelegentlich des Abbaues noch folgende Erze in geringer Menge angetroffen worden:

a) In den oberen Teufen:

- Gediegen Kupfer (als Anflug, gangförmig und in Blättchen),
- Rotkupfererz,
- Ziegelerz,

Eisenschüssiges Kupfergrün,
 Malachit und salzsauerer Kupfer (Atakamit),
 Kupferlasur (am hangenden Saalband der Gänge),
 Kobalthaltige Kupferschwärze
 Brauneisenstein;

b) in den mittleren und unteren Teufen:

Kupferglanz (derb),
 Gediengen Kupfer,
 Buntkupferkies,
 Erdiger Galmei,
 Zinkblende,
 Spateisenstein.

Eine reichhaltige Serie dieser Stufen, nach Zechen geordnet, befindet sich noch in der alten HARDT'schen Sammlung des Bamberger Naturalienkabinetts.

Erzführende Zone.

Als „Muttergestein“ der Erze wird ein wechselfarbiger Urtonschiefer genannt, der in einer schmalen NW. — SO. streichenden Zone nahe am Westrand des Münchberger Plateaus zwischen Wirsberg und Guttenberg zutage tritt. — Einige Erzfunde von untergeordneter Bedeutung sollen auch in der benachbarten Grünstein- und Gneisformation angetroffen worden sein. Nach GÜMBEL (63) sind die Haupterzträger altpaläozoische Tonschiefer, die teilweise den kambrischen Phycodenschichten, teilweise der Silurreihe entsprechen und in vorgenannter Ausdehnung im Südwesten an Diabas- und Keratophyrgesteine, im Nordwesten an Gneisbildungen angrenzen.

Ausdehnung der Erzzone.

Die Gesamtausdehnung der Erzzone ist unerforscht geblieben. Durch Bergbau wurde dieselbe auf ca. 700—800 Lachter = 1400—1600 m dem Streichen, auf 40—80 m dem Verfläichen nach festgestellt. Nach Nordwesten hin weist das Streichen derselben auf einen Zusammenhang mit dem durch den Arnitzbach getrennten Erzvorkommen des Schieferberges hin. Die Breite des Erzstriches wechselt zwischen 50—100 Lachter = 100—200 m. (Siehe Tafel I L.)

Streichen und Fallen.

Das Streichen und Fallen der Hauptlagerstätte ist dem der Schieferschichten gleich gewesen, nämlich hora 10—11, F. 40—60° O. — Die Kommission des k. komb. Bergamtes Wunsiedel und Goldkronach hat laut Bericht vom 27. 7. 1814 (10) das Haupt- und Generalstreichen „mit Sicherheit hora 12¹/₈“ festgestellt.

Mächtigkeit.

Genaue Messungen über die Mächtigkeit fehlen, da die Lagerstätte nirgends senkrecht zum Streichen durchfahren worden ist. Schätzungsweise soll sie 1—2 Lachter = 2—4 m, stellenweise sogar 4—6 Lachter = 8—12 m betragen haben; so z. B. östlich des sogenannten St. Veits- und Petersschachtes.

Lagerstätten-Mineralien.

Die Erze waren fast stets mit Quarz und Karbonaten, besonders Kalkspat, in größeren Massen vergesellschaftet. Dabei zeigten die Erze vorwiegend in den oberen Teufen deutliche Verwitterungserscheinungen. Die Verwitterung erwies sich immer dort am stärksten, wo die Lagerstätte weniger Quarz und mehr Kalkspat führte.

Form der Lagerstätten.

Die Angaben über die Form der Lagerstätte sind im allgemeinen recht unklar und häufig widersprechend. Über die Art des Auftretens der in der ältesten Betriebsperiode abgebauten Kupferkiese fehlen jegliche Berichte. REUTER (60) glaubt, daß „die Kupferformation“ auf der die Alten gebaut haben, eine von den später bebauten Kieslagerstätten ganz verschiedene und ungleich neuere Erzformation gewesen ist, die an dem Hangenden dieser Kiese vom Tage aus nicht tiefer als höchstens 15—20 Lachter = 30—40 m niedergesetzt hat. Diese Erzformation ist nach REUTERS Auffassung von den Alten ganz abgebaut worden. Zu ähnlichen Ansichten bekennen sich auch ILLIG (43) HAYNITZ (9) und HERZOG (7), doch halten sie im Gegensatz zu REUTER die Fortsetzung der reichen Kupferkieslagerstätte im unverritzten Gebiete für sehr wahrscheinlich. Die Lagerstätte selbst wird von den älteren Berichterstattern als Gang bezeichnet, nur KROPF (26), der von Flözen und Stöcken spricht, macht eine Ausnahme; gegen Ende des vorigen Jahrhunderts finden wir fast immer den Ausdruck Lager. Besonders HAYNITZ (9) und REUTER (10) deuten das Vorkommen als ein Lager, das von kleinen Gangtrümmern durchschwärmt und an den Durchsetzungsstellen besonders veredelt ist. Als Argument führen sie die konforme Einlagerung der Erze in den Schiefergesteinen an, ferner die eigenartige Verwachsung der Erze mit dem Nebengestein. Der Obersteiger RÖHLING (41) spricht in seinem kurzen, aber recht beachtenswerten Gutachten vom Jahre 1829 nur von Gängen, und zwar von Flächengängen, die unter 30—40° fallen. Eine Mittelstellung zwischen beiden Ansichten nimmt HERZOG (7) in seiner Beschreibung des Bergreviers ein, indem er die Schwefelkiese in Rücksicht ihrer großen Mächtigkeit und ihres Fallens mit dem Gebirge als Lagervorkommen bezeichnet, während er die Lagerstätten der Kupferkiese als Gänge betrachtet, die das Schwefelkieslager durchsetzen. Auch GÜMBEL (63) kommt bei der geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges Seite 395 auf diesen Punkt zu sprechen und bemerkt, daß die Ansicht eines Lagervorkommens im Einklang mit der allgemeinen Ausdehnung der alten Gruben steht, die dem Streichen der Schichten entspricht; doch möchte auch das Durchsetzen von Gängen durch das Lager als wahrscheinlich gelten, nachdem viele aufgefundene Erzstücke mit Kalkspat und Quarz verwachsen sind, die häufig als Gangmineralien aufzutreten pflegen.

Für das gangartige Vorkommen einzelner Erzpartien sprechen übrigens auch die zahlreichen Gangzeichnungen in alten Urkunden und Plänen. Zum Teil sind mit solchen Namen besonders ertragreiche Zonen des „mit Erz imprägnierten Gebirges“ belegt worden, auf denen dann die einzelnen Zechen bauten. Nach einem kurzen Bericht vom Jahre 1675, sowie aus ILLIGS Abschriften alter Urkunden sind folgende Gangnamen bekannt geworden (siehe Übersichtsplan Tafel I A—J).

- 1) Kupfer-Morgengang (A)
- 2) Alter Kupferberger Gang (B)
- 3) Morgengang in hora 4 (C)
- 4) Stehender St. Veitsgang (D)
- 5) St. Veits-Morgengang (E)
- 6) Zweiter St. Veitsgang (St. Veitstrum) (F)
- 7) Stehender Kupferberger Gang (G)
- 8) Kaiser-Heinrich-Gang (H)
- 9) Wurmberger Gang (Namenloser Gang) (J)

„Kupfer Morgengang“.

Der „Kupfermorgengang“ wird nach alten Traditionen als die älteste Erzfundstelle betrachtet. Er befindet sich auf dem sogenannten Schieferberge unmittelbar nordöstlich von Kupferberg (siehe Tafel IA) und soll mehr Eisen- als Kupfererze führen. HOLZSCHUHER bezeichnet diesen Erzstrich als „Gegentrum“ der südöstlich der Ortschaft gelegenen Hauptlagerstätte. Nähere Angaben über das Vorkommen und den Abbau sind nicht vorhanden. In einem kurzen Bericht vom Jahre 1675 wird erwähnt, daß im St. Katharinschacht das Kupfererz flözweise gefunden wurde. Im Wunsiedler Bergamtsbericht (16) wird vermutet, daß der Bau nicht ergiebig gewesen ist. Einen ungefähren Anhalt für die Lage dieser Zone bieten die zum Teil noch heute erkennbaren Haldenreste zu beiden Seiten des nach Guttenberg führenden Fahrweges (siehe Abschnitt 3: „Grubengebäude“).

„Alter Kupferberger Gang“.

Der sogen. „Alte Kupferberger Gang“ soll in der Ortschaft Kupferberg am östlichen Berghang etwa 20—30 m über der Talsohle des Arnitzbaches zutage gegangen sein. Die ausführlichen schriftlichen Nachrichten über diese Lagerstätte sind durch die großen Brände in den Jahren 1756 und 1768 verloren gegangen. In dem einzigen noch erhaltenen Bericht aus dem Jahre 1679 wird nur erwähnt, daß in der Nähe des Anwesens eines gewissen GEORG ARBT, sowie bei ALBERT und SCHIFFAUER reiche Erze anstehen, aber sehr festes Gestein vorhanden sei. Übrigens sind in allerjüngster Zeit bei der Neuaufführung des Schickerschen Hauses auch Gangtrümer mit hohem Erzgehalt angetroffen worden. — In der Beschreibung des Bergreviers von HERZOG (7) wird der alte Bergbau in Kupferberg — also auf diesem „Gange“ — als der beträchtlichste bezeichnet und zum Beweise dafür angeführt:

- „1. die vielen Halden, auf denen jetzt Wohnhäuser sind;
2. die nach alter Manier in Form von Ziehbrunnen gebauten Schächte, die man in mehreren Kellern antrifft;
3. die Menge von Röschen, die in Kupferberg ihr Mundloch haben;
4. die Natur des Erzvorkommens selbst, das da am reichsten und häufigsten ist, wo das Gebirge durch ein Tal zerschnitten wird.“

Es wird ferner erwähnt, daß an Stelle der jetzigen Häuser ursprünglich die Hütten und Wohnungen der Bergleute standen und erst später aus dieser Ansiedlung ein freies Bergstädtchen sich entwickelte. Der Wunsiedler Bergamtsbericht (16) bemerkt hiezu, daß eines der äußersten Gebäude ein ehemaliges Zechenhaus gewesen ist und noch heute diesen Namen führt. Auch sollen die an dieses Anwesen anschließenden Grundstücke bis auf den Berg hinauf noch „Zeche“ heißen.

Den besten Aufschluß über die ungefähre Ausdehnung des Erzvorkommens gibt ein von WILKEN (2) im Jahre 1768 gefertigter Plan der neben den damals noch bekannten Gruben auch die Abbaulinien und Förderstellen der Alten enthält (siehe Tafel II).

Der Bau soll nach HERZOG in der Teufe auf Wasser gekommen und dann aufgelassen worden sein; die späteren Wiedergewältigungsarbeiten im 18. Jahrhundert sollen auch nur vorübergehenden Erfolg gehabt haben. Die Alten haben sich deshalb schon früher gegen Mittag-Morgen gewendet und dabei die anderen nachstehend aufgeführten Gänge angetroffen.

„Morgengang in hora 4“ und „Stehender St. Veitsgang“ (Alte Schönborngrube).

Als die ersten kommen der „Morgengang in hora 4“ und der „Stehende St. Veitsgang“ in Frage. Beide gehören der alten sogen. „Schönbornzeche“ an, die

auf der Anhöhe 150 m südöstlich von Kupferberg bei der auffallend großen Halde des Rothenhanschachtes (früheren blauen Schachtes) gelegen ist. Nähere Beschreibungen der Gänge fehlen. Nur aus einem von JLLIG kopierten Plan (3) ist die Lage und und das Streichen der Gänge ersichtlich. Darnach kommt dem „Stehenden St. Veitsgang“ ein solches von hora $2\frac{1}{4}$ zu. GÜMBEL (63) bringt zwar den diesbezüglichen Angaben von JLLIG großes Mißtrauen entgegen, doch haben die neuen Aufschlußarbeiten ihre Richtigkeit erwiesen. Nach HERZOG ist der Bau auf Zinkerze und Kieslager getrieben worden. KROFF (6) erwähnt Schwefel- und Wasserkies (Markasit) mit schwarzem Schiefer als Salband. In 20—21 Lachter = 40—42 m Teufe haben die Alten edle Mittel abgebaut. Später hat man sich mit einer minder reichhaltigen Kiesgewinnung für Vitriolherstellung begnügt. Nach dem Bericht des K. Bergamts Wunsiedel (16) sollen unter dem sogen. Franz-Ludwigstollen, der diese Lagerstätte gelöst hat, keine abbauwürdigen Erze mehr gefunden worden sein. Gelegentlich einer Anfrage beim Bergamte Steben wurde dem Wunsiedler Bergamt (19) über diese Lagerstätte mitgeteilt, daß nach Aussage des Bergmeisters REUTER der „Franz-Ludwig-Stollenort“ beim Rothenhanschacht die schönsten Kiesanbrüche enthält, jedoch nur eingesprengt.

Bergmeister REUTER zu Steben hatte — wie SELL (13) erwähnt — früher als Berggeschworener Huptrisse und Gutachten zu einer Zeit gefertigt, wo die Bauten noch nicht auflässig waren.

St. Veitsmorgengang.

Der Hauptzug des ganzen Bergreviers war der vielgerühmte „St. Veitsmorgengang“ zwischen Wurmleite und Görlitzanger. Er war bereits in der ältesten Betriebsperiode Gegenstand des Abbaues gewesen und begründete auch späterhin vorzugsweise den Ruf des Kupferberger Bergbaus. Soviel sich aus den unklaren Beschreibungen ermitteln läßt, handelt es sich um einen in hora 4 streichenden Kupferkiesgang (siehe Tafel I E), dessen Name später auf das eingangs erwähnte Haupterzlager (L in Tafel I) übertragen worden ist, das ihn streckenweise unterteuft hat. Seine mittlere Mächtigkeit wird mit $1-1\frac{1}{2}$ Lachter = 2—3 m, sein Fallen mit $40-50^\circ$ SO angegeben. Er soll in zahlreichen schwebenden und einfallenden Strecken von 60—80 Lachter = 120—160 m Gesamtlänge, jedoch nicht tiefer als 20 Lachter = 40 m bis unter den Rasen edel abgebaut worden sein (11). [Siehe Tafel III]. Darnach scheint also kein Einzelgang, sondern ein Gangvorkommen (mehrere zusammenhängende Gänge) vorgelegen zu haben. Weiter wird berichtet, daß der Gang gegen die Oberfläche hin, also gegen Abend mit einer sogen. „Fäule“ gänzlich abgeschnitten habe, während er in der Tiefe wegen Entfallens des Gebirges (Verwerfung) nicht weiter verfolgt worden ist. Nach HAYNITZ (9) ist dieser Gang ein „eigenes Lager“, das im Hangenden des Hauptlagers (L) bis zum Tage ausgegangen ist. Hier soll in einem sehr quarzigen Hornblendegestein derbes und kristallisiertes Rotkupfererz in Trümmern und Schnüren, ferner auch derbes und haarförmig kristallisiertes gediegen Kupfer mit Kupferziegelerz und Kupfergrün vorgekommen sein. Der übrige Teil der Erzlagerstätte hat in seinen Bestandteilen lagenweise gewechselt. Vorwiegend ist Schwefelkies, seltener Kupferkies, Kupfergrün und Kupferlasur aufgetreten.

Zweiter St. Veitsgang (St. Veitstrum).

In der oberen Teufe soll vom St. Veitsmorgengang nach ILLIG (12a) ein sogen. „Zweiter St. Veitsgang“ abzweigen und unter unbekanntem Fallen niedersetzen. Weitere Nachrichten fehlen.

„Stehender Kupferberger Gang“.

Andeutungen über die Existenz eines sogen. „Stehenden Kupferberger Ganges“ finden sich in HOLZSCHUHERS Bericht vom Jahre 1606, wo dieser angibt, daß ein im Pemmerleinsgrund (Wiesengrund unmittelbar südlich Kupferberg) anzusetzender tiefer Erzstollen „etliche Gänge zu überfahren hätte, um so mehr die Signatur und Ruten anzeigen, daß man hier Hoffnung hat in solchem frischen Gebirg so reiches Erz zu erhalten, als die Alten gehabt haben“. Genauere Angaben über Lage und Richtung des Ganges finden sich in einem von ILLIG kopierten Plan (3) unbekanntem Alters. Der Wunsiedler Bergamtsbericht vom Jahre 1831 (16) erwähnt anlässlich der Projektierung des tiefen Stollens vom Arnitzgrund her, daß nach ILLIG unterhalb Kupferberg am Walde ein Morgengang ansetzen soll, der in hora 12 streicht. Weitere Angaben über diesen Gang fehlen. Vermutlich ist seine Fortsetzung jenseits des Arnitzbaches der ersterwähnte „Kupfermorgengang“ auf dem Schieferberg.

„Kaiser Heinrich-Gang“.

Über den „Kaiser Heinrich-Gang“, der ca. 300 m südwestlich Unterbirkenhof ansetzen soll, sind genauere Beschreibungen nicht vorhanden. Anlässlich einer Schacht- abteufung (Kaiser Heinrich-Schacht) ist nach HERZOGS Mutungsgesuch (8) ein Streichen in hora 8 und ein Fallen von $40-50^{\circ}$ N. festgestellt worden. Es sollen vorwiegend derbe, gelbe und braune Kupfererze „gebrochen haben“. Die Mächtigkeit wird mit 1 Lachter = 2 m im Durchschnitt angegeben. Nach dem Wunsiedler Bergamtsbericht vom Jahre 1831 (16) ist dieser Gang von allen übrigen am wenigsten abgebaut; die Kupferberger Bergleute setzen deshalb auch ihre größten Hoffnungen auf diesen und behaupten bestimmt, daß in ihm noch gute Kupfererze anstehen. Daß die Alten auf diesem Punkte auch Erzanbrüche gehabt und in mehreren Teufen gesucht haben, beweist eine in $6\frac{3}{4}$ Lachter = 13,5 m Teufe getriebene Wasser-rösche und ein tiefer Stollen im sogen. Komitschtal (Buchleithenbachtälchen). Anlässlich der Wiedereröffnung des alten „Kaiser Heinrich-Schachtes“ im Jahre 1834 haben sich in 14 m Teufe nur Schwefelkiese gefunden (17).

Um Verwechslungen vorzubeugen, sei hier erwähnt, daß der Kaiser-Heinrich-Gang nicht mit der Zeche „Kaiser Heinrich“ identisch ist. Letztere bezieht sich vielmehr auf einige neuere Fundschächte im Gebiete des St. Veitsmorgenganges.

„Namenloser Gang“ (Wurmberger Gang).

Der weiter südwestlich vom „Kaiser Heinrich“ vorkommende, nicht besonders genannte Gang auf dem Wurmberg findet nur im Gutachten von SELL 1827 (13) kurze Erwähnung. Er äußert sich darüber, wie folgt: „Der zweite von hier aus („Kaiser Heinrich“) noch vorkommende Gang, nach dem nicht unbedeutenden Pingenzug zu urteilen, hat sein Streichen nach Mittag — Abend und die Haldenstürze enthalten Quarzganggebirge mit schönen Kupferkiesspuren gemengt, nach welchen zu schließen ist, daß dieser Gang früher ziemlich bauwürdige Erze lieferte.“

Abbau der Erze.

Was den Abbau betrifft, so stimmen alle Berichte darin überein, daß derselbe von jeher sehr unregelmäßig und systemlos betrieben worden ist. HERZOG (7) bezeichnet die Art des Baues als Örterbau; er führt weiter aus, daß fast „in jeder Stunde sich ein Ort getrieben vorfindet, bald nieder, bald hoch, bald erweitert, bald steigend oder fallend. Kurzum ein richtiger Bruchbau.“ Auch HAINITZ (9) klagt über die Unregelmäßigkeit im Grubenbau und hebt hervor, daß man mit der größten

Gefahr planlos den Anbrüchen nachwühlte, über- und untereinander Örter trieb und sich damit die Förderung derart erschwerte, daß diese beinahe so hoch kam, wie die Gewinnung selbst. Die Steiger und Schichtmeister betrachtet er als Leute, die gar keinen regelmäßigen Grubenbau verstanden, geschweige denn ihn leiten konnten.

Im Wunsiedler Übernahme-Protokoll vom Jahre 1814 (10) findet sich bezüglich des Abbaues noch folgendes: „Der Betrieb des auf dem Kupferberger Lager verführt wordenen Bergbaues war von jeher und auch an jetzo noch beispiellos unregelmäßig, daher es denn auch kommt, daß dieser Bergbau in dem traurigen Zustande sich befindet. Man baute bisher ganz nach Belieben ab, trieb Örter unter- und übereinander, brach über- und unter sich, kurz man nahm ohne weiteres da weg, wo es am nächsten war; so daß man den bisherigen Abbau als einen förmlichen Raubbau betrachten kann, wovon jeder Sachverständiger durch die Grubenbaue auf dem Peters-, St. Veits- und Rothenhanschacht auf den ersten Blick überzeugt wird. Versuchsbaue und die Vorrichtung von Grubenbauen zu einem regelmäßigen kannte man hier bisher nicht, ob es gleich keineswegs an dem erforderlichen Hilfsbau fehlt. Man dachte dabei bloß daran herauszunehmen ohne nur im geringsten planmäßig zu verfahren. Wenn daher in der Zukunft und in Balden nicht ein regelmäßiger Betrieb daselbst veranstaltet wird, so ist es sicher und gewiß, daß dieses Bergrevier in noch größeren Verfall kommt, als solcher gegenwärtig schon ist.“

Förderung und Produktion.

Aus dem vorbeschriebenen unregelmäßigen Betrieb der Gruben ergab sich naturgemäß auch eine entsprechende Förderung und Produktion. Genauere fortlaufende Aufzeichnungen darüber fehlen. Die wenigen zahlenmäßigen Angaben seit der Wiedereröffnung des Bergbaues im 16. Jahrhundert sind im Nachfolgenden zusammengestellt:

- 1562 werden anlässlich der ersten Wiederaufnahmeversuche 60 Ztr. „gut gediegen Erz“ gefunden; man hofft bis Ostern auf 100 Ztr. [Bericht des Amtmanns CRISTOF v. HIRSGAIDE (1).]
- 1626 erfolgt die Ausschmelzung von neugemuteten Haldenerzen. (Ohne Zahlenangabe.)
- 1646 sind von 8 Schmelzen (jede zu 5 Ztr. Erz) 16 Ztr. Kupferstein (Spurstein) gefallen und nicht viel über 5 Ztr. Garkupfer ausgebracht worden.
- 1675 sind 800 Ztr. ausgeschiedene Kupfererze vorrätig.
- 1679 ist das Ausbringen aus dem im St. Veitsschacht nierenweise brechenden Erze 3 bis 4⁰/₁₀ Garkupfer.
- 1681 sind beim St. Veitsschacht hinüber im frischen Feld Erze erschroten und alle 14 Tage 10 Ztr. gewonnen worden.
- 1682—83 hat man 2000 Ztr. Erz gewonnen; hierauf aus 1000 Ztr. Erz 40 Ztr. Garkupfer geschmolzen. Aus den Vorräten sind noch 50 Ztr. Garkupfer geschmolzen worden.
- 1683 schmilzt die Rothenbühler Schmelzhütte noch 7 Ztr. Garkupfer.
- 1684 ist der Anbruch gering und auf Erz wenig Hoffnung. Am 6. Oktober wurden 79 Ztr. Garkupfer auf der Schmelz zum Rothenbühl gewonnen.
- 1685 werden 520 Ztr. Erz aus dem St. Veitsschacht gebracht, die 15⁰/₁₀ Garkupfer enthalten haben. Im ganzen sind bishor 1300 Ztr. Erz gewonnen worden.
- 1686 sind 44¹/₂ Ztr. Garkupfer ausgeschmolzen und an die Kammer geliefert worden.

- 1695 berichtet die hochfürstliche Kammer an den damals in Mainz sich aufhaltenden Fürsten **LOTHAR FRANZ v. SCHÖNBORN**, daß aus dem Kupferberger Bergwerk auch Gold aufgebracht worden ist. Eine Mitteilung vom gleichen Jahre spricht von zwei Lot Silber in 500—600 Ztr. Erz.
- 1700 haben die damaligen Gewerken nach Bericht von **Johann Christoph von und zu ERTHAL** (24) 7 Ztr. Garkupfer ausgeschieden und in 3 Wochen 5 Ztr. Feinkupfer gewonnen; davon ist der Zentner Feinkupfer für 21 Taler abgegeben worden. — Nach gleichem Bericht gibt es eine Zusammenstellung der Erzlieferungen der Kupferberger Schmelzhütte; Grube St. Veit im Quartal Trinitatis mit 127 Ztr. Erz.
- 1718—1726 sind nach **KROFFS** Bericht (29) 1721 Ztr. $19\frac{3}{4}$ Pfd. Kupfer gewonnen und daraus 60,264 fl. $9\frac{1}{2}$ kr. gelöst worden.
- 1729 werden in den St. Veitstiefsten infolge Sumpfung durch das Kunstgezeuge von **KROFF** reichhaltige Kupfererze angetroffen und daraus 14 Ztr. 76 Pfd. Feinkupfer gewonnen.
- 1768 beginnt die Verarbeitung der Erze auf Vitriol. Das Fabrikationsquantum an weißem Vitriol beträgt pro Jahr durchschnittlich 150 Ztr., wovon der Zentner um 15 fl. verkauft worden ist.
- 1762—1805 wurden nach **HAYNITZ** (9) Angaben 14346 Kübel (zu je 1 Ztr.) ausgebracht.
- 1809 hat **RAULINO** gemäß einer vorgefundenen Quartalsrechnung noch 42 Fuder Kupfererze gewonnen.

Über die Gewinnung des Vitriols wird noch folgendes berichtet:

1. Die Erze wurden einigemal geröstet, hierauf in Bottichen ausgelaugt und auf weißem Vitriol versotten. Ein Manuskript vom 16. Oktober 1776 bezeichnet außer Kupfer und weißem Vitriol noch folgende Erzeugnisse des Kupferberger Bergwerks: 1. Blauer Vitriol, 2. Alaun, 3. Berliner Blau, extra fein und 4. Rote Farbe.

Kupfergehalt der gewonnenen Erze.

Über den Kupfergehalt der Erze findet sich nur im Bericht von **HERZOG** (7) eine kurze Angabe, die dahin lautet, daß das Rotkupfererz im Zentner 60 Pfd. und die derben Schwefelkiese im Zentner 12—18 Pfd. Kupfer durchschnittlich enthalten.

Gold und Silbergehalt.

Eine Analyse des Münchner Münzwardeins vom 22. 2. 1881 erstreckt sich auf die Ermittlung des Gehaltes an Gold und Silber einer Erzprobe.

100 Pfd. = 50 kg enthielten:

an feinem Silber =	42 g
an feinem Gold =	1 g (20 g pro Tonne).

Vitriolanalyse.

Aus dem Jahre 1843 ist auch eine in Freiberg durchgeführte Analyse aus Vitriol erhalten, das von ausgeklaubten Haldenkiesen hergestellt war:

Das Vitriol bestand in 100 Teilen aus:

30,9	Teilen	Schwefelsäure,
11,3	„	Eisenoxydul,
3,4	„	Kupferoxyd,
7,5	„	Talkerde,
44,4	„	Wasser,
2,5	„	Zinkoxyd,

100,00 Teilen.

Berechnet man diese Bestandteile zu wasserhaltigen schwefelsauerem Salzen, so ist dieses Vitriol in 100 Teilen zusammengesetzt aus:

39,6	Teilen	Eisenvitriol,
5,2	„	Kupfervitriol,
8,9	„	Zinkvitriol,
44,0	„	Bittersalz,
<hr/>		
98,8	Teilen.	

Gerätschaften (Gezähe) und andere Gewinnungsmittel.

Bei der Gewinnungsarbeit bediente man sich in den älteren Betriebsperioden ausschließlich des Schlägels und des Eisens. Unterstützt wurde der damalige Abbau noch durch Feuersetzen und Hereintreibearbeit. Das Sprengpulver hatte man schon im 17. Jahrhundert gekannt, aber meist nur bei Nachweigungen verwendet. Erst aus Berichten des 18. Jahrhunderts geht hervor, daß man damals auch das Bohren und Schießen allgemein in Anwendung gebracht hatte. Zur Förderung auf Stollen und Strecken dienten früher sogen. „Truhenläufer“ und später Spurnägelhunde; nähere Ausführungen fehlen.

Die Ausförderung der gewonnenen Erze geschah mittels Haspelseil und Kübel.

Als Geleuchte dienten nach der Bergordnung vom Jahre 1700 Unschlittkerzen; diese dürften wohl auch späterhin in Gebrauch geblieben sein.

An Grubengezähe werden in einem Inventarverzeichnis aus dem 19. Jahrhundert noch Fäustel, Bohrer, Schießzeug, Kratzen, Keilhauen und Bergträger angeführt.

Belegschaften.

Über die Belegung der Gruben sind nur recht wenige Angaben erhalten da die meisten Bergbücher verloren gegangen sind. Wie bereits erwähnt, sollen in der Blütezeit des Bergbaues im 14. Jahrhundert nach KROPF (29) 1700, späterhin noch 500 Bergknappen tätig gewesen sein. Seit der Wiedereröffnung des Grubenbaues im 16. Jahrhundert haben die Belegschaften die Zahl 20 nur selten überstiegen.

Nach dem Siebenjährigen Krieg bestand die Belegschaft aus: 1 Steiger, 12 Häuern, 5 Knechten und 1 Jungen. — 1791 waren nur noch 7 Doppelhäuer neben 1 Schichtmeister, 1 Bergmeister, 1 Rechnungsführer, 1 Berg- und Gegenschreiber in Arbeit. — Das Register der Gewerkschaft Concordia vom Jahre 1803 zeigt: 1 Schichtmeister, 1 Steiger, 11 Häuer, 7 Knechte und 4 Jungen.

Auf der St. Martinsgrube waren im gleichen Jahr nur 1 Steiger, 6 Häuer, 1 Knecht und 4 Jungen angelegt.

Bergmeister.

Als erster urkundlicher Bergmeister (39) wird im Stiftungsbrief des Kupferberger Spitals vom Jahre 1337 der Sohn des Stifters THOMAS KÜRSCHNER: HEINRICH, der Perkmeister genannt. Sein Nachfolger ist:

1358 ALBRECHT der Perkmeister (40).

Nach jahrhundertlanger Zwischenpause erscheinen urkundlich nachweisbar noch folgende Namen:

1677—1692 ANDREAS OBERMANN, hochfürstl. Bergmeister, später Oberbergmeister.

1692—1700 JOH. OBERLENTER.

1700—1735 JOHANNES KASPAR KROPF aus Westfalen Nobilis TRENUS JOHANNES CASPARUS KROPF: Eminentissimi Elektoris (Kurfürst LOTHAR FRANZ v. SCHÖNBORN) Mogantiae Prinzipis Bambergae Capitaneus metallicus, 1709 beigefügt super utraque

divcesi, also der einzige für die Diözesen Mainz und Bamberg mit dem Sitz in Kupferberg.

1758 wird Bergkommissär GENZEL in Wartenfels erwähnt.

Nach dem Tode KROPPS wurde das Bergrevier Kupferberg vorübergehend dem Bergkommissariatsamt Wartenfels unterstellt.

1768 ist RUDOLF WILKEN Bergmeister.

1784 erscheint JOSEF GAYER, Stadt- und Amtsvogt zu Kupferberg, als „gnädigst angeordneter Bergamtsverwalter“. Zu gleicher Zeit CARL FRIEDR. ILLIG als Bergmeister.

1790 wird ILLIG alleiniger Vorstand des Bergamtes und erhält 1795 den Titel Bergrat. Bei der Aufhebung des Hochstiftes Bamberg am 30. Juni 1803 wird er pensioniert.

1803—1805 steht die Bergverwaltung unter Freiherr v. KÜNSPERG als aufgestellter bayerischer Berg- und Hüttenadministrationsrat zu Bamberg.

1805—1810 führt der kgl. preußische Kriegs-, Domänen- und Bergrat Freiherr v. HAYNITZ zu Bayreuth die Oberaufsicht über das Bergwerk.

Ab 1810 steht das Bergrevier unter bayerischer Staatskontrolle.

Schichtmeister.

Zur Zeit der Unterstellung des Kupferberger Bergreviers unter das Bergkommissariat Wartenfels fungiert zu Kupferberg als Schichtmeister und Rechnungssteller bei der alten Martinsgrube:

1758—1781 JOH. ANDREAS BRÜCKNER; als Bergschreiber der Schulmeister BAUER.

1781—1784 JOH. WEBER (gleichzeitig Bürgermeister).

1784—1803 JOH. LANG (Sattler und Bürgermeister).

1774—1806 ist JOH. BLASIUS HERZOG Schichtmeister und Rechnungssteller des am 6. September 1783 gegründeten Vitriolwerkes „Concordia, res parvae crescunt.“

1806—1814 bleibt HERZOG Schichtmeister der vereinigten Vitriolwerke (St. Martin und Concordia).

1814—1829 ist der Faktor MAIE aus Bamberg Rechnungsführer und Schichtmeister der Raulino-Werke.

Besitz-Verhältnisse.

Aus der Zeit der ältesten Bauperiode sind keine Angaben über Besitzverhältnisse erhalten, angeblich ist das Gewerkenbuch im Albrechtschen Kriege 1553 verloren gegangen. Auch die seit der Wiederaufnahme des Bergbaus in Frage kommenden Eigentümer sind nur zum kleinen Teil und zwar nur seit Ende des 18. Jahrhunderts überliefert. Die diesbezüglichen Akten enthalten chronologisch geordnet folgende Namen:

2. 4. 1768—3. 9. 1802 BRÜCKNER'sche Erben als Besitzer der St. Martinsgrube (sogen. altes Werk).

Laut Gegenbuch sind beim St. Martinswerk folgende Gewerken verzeichnet:

Fürstliche Kammer	20 Kuxen
SIMON BRÜCKNER	3 „
NIKOLAUS HEIM, Bayreuth	11 „
GOTTLIEB HAASS	1 „
MATHIAS LANG	3 „
Geh. Kammerat MARXMANN, Bayreuth	2 „
MELCHIOR WEBER, Bamberg	2 „
BRÜCKNER'sche Erben	6 „

48 Kuxen.

6. 8. 1783—10. 10. 1813 Vitriolgesellschaft: Concordia, res parvae crescunt (Durch Eintracht wachsen kleine Sachen) Inhaberin der St. Veits-, Schörnborn- und Kaiser-Heinrich-Zeche.
3. 9. 1802 bzw. 10. 10. 1813—13. 6. 1829 JOHANN PETER RAULINO zu Bamberg Alleinbesitzer sämtlicher Gruben.
- (Vom 2. 4. 1826—13. 6. 1829 war der gesamte Grubenbesitz mit Vitriolwerk an JOHANN KÖLLEIN verpachtet.)

Nach der alten Bambergischen Ordnung war jede Grube in 128 Kuxen geteilt, von denen 4 dem Grundherrn und 2 der nächstgelegenen Kirche unentgeltlich zustanden. In Kupferberg bestanden nur 2 herrschaftliche Kuxen, 2 Kirchen- und 2 gemeine Stadtkuxen, so daß der Gewerkschaft 122 Kuxen übrig blieben. Die in den Rechnungen häufig auftretenden Retardat-Kuxen sind die durch Ausschließung eines säumigen Gewerkes der Gewerkschaft zugefallenen Bergwerksanteile. Die Beteiligung des Fürstbischofs sowie der Hofkammer bestand bis zum Jahre 1795 in je 12 Kuxen; späterhin findet sich jedoch ersterer nicht mehr verzeichnet, wohl aber noch seine Hofkammer mit 12 Kuxen. Daß sich der Landesherr zurückzog, hatte seinen Grund wohl darin, daß gegen Ende des 18. Jahrhunderts von den Gewerken für jede Kuxe pro Quartal 5 Thaler Zubeße geleistet werden mußte, also für 12 Kuxen 240 Thaler jährlich zu zahlen waren. Nach den allgemeinen Bamberger Bergwerksbestimmungen mußte auch von allen gewonnenen Materialien der Zehnte unentgeltlich abgeliefert werden, und zwar nach dem bei den Bamberger Bergwerken eingeführten Bergseidlein, deren 4 ein Fuder ausmachten.

Am 3. Juli 1860 wird das seit 1829 aufgelassene Grubengebiet unter dem Namen „Kaiser-Heinrich“ mit 1 Fundgrube und 138^{1/2} Maßen neu verliehen und folgende Kuxen zugewährt:

3. Juli 1860 THOMAS COBLEY von Meerholz bei Hanau 104 Kuxen.

30. April 1861 werden diese 104 Kuxen auf Kaufmann EDUARD DOERNHOEFFER zu Bayreuth überschrieben.

2. März 1863 erhält C. L. WEBER in Frankfurt 52 Kuxen von DOERNHOEFFER.

12. März 1866 erhält ANTON LEROUX, Ingenieur in Amberg 52 Kuxen von DOERNHOEFFER.

23. August 1866 werden durch Kauf dem Kämmerer und Gutsbesitzer Grafen ANTON VON PONINSKY zu Haslbach bei Schwandorf 64 Kuxen neu zugewährt.

27. Januar 1875 übernimmt diesen Anteil zu 64 Kuxen ANTON LEROUX.

22. August 1881 wird LEROUX Alleininhaber durch Aufkauf sämtlicher Kuxen.

Am 21. Oktober 1892 wird das vereinigte Bergwerk „Kupferberg“ auf die neugebildete Gewerkschaft „Kupferberg“ umgeschrieben.

Die Neueinstellung der Kuxen ergab am 17. Juni 1893 folgende Verhältnisse:

450 Kuxe	ANTON LEROUX, Ingenieur, Amberg
50 „	ARMAND LEROUX, Prokurist in Blauberg
450 „	F. SCHWAB, Konsul in München
50 „	JOHANN FELLERMEIER, Direktor in München

1000 Kuxe.

Durch Kuxenverkauf treten zu vorstehenden Gewerken noch:

JOHANN ZELTNER-DIETZ, Nürnberg.

THOMAS ZELTNER, Nürnberg.

F. H. BRANDL, Nürnberg (später BRANDL'sche Relikten zu Händen des Baumeisters Fr. Ott).

LUDWIG SATTLER, Nürnberg, später an dessen Stelle MORITZ DINKELSBÜHLER, Nürnberg.

Am 16. 2. 20 geht der gesamte Grubenbesitz „Kaiser-Heinrich“ nebst den inzwischen erworbenen Gruben „Hesperus“, „Aurora“, „Marienzeche“, „Wilhelm-

zeche“, Neukalifornien“ und „Glückauf Segen“ mit insgesamt 492 ha durch Einsteigerung an die neugegründete Gewerkschaft „Kupferberg“ in Nürnberg über.

IV. Die alten Grubengebäude.

Im Nachstehenden sind die urkundlich nachweisbaren alten Grubengebäude gesondert behandelt, weil ihre Anführung in den beiden vorangehenden Abschnitten störend gewirkt und die Darstellung aus dem Zusammenhang gerissen haben würde. Bezüglich der Anordnung soll auch in diesem Teile die chronologische Reihenfolge eingehalten und die Grubengebäude geschieden werden in jene:

- a) der ältesten Betriebsperiode (Traditionelle Blütezeit des Bergbaus).
- b) der mittleren Zeit, beginnend mit der Wiedereröffnung des verfallenen Bergbaus im 17. Jahrhundert und endigend mit der Aufhebung des Bamberger Hochstifts.
- c) der Neuzeit von da bis zum Beginn des Weltkrieges 1914.

a) Älteste Betriebsperiode.

Schieferberggruben.

Die ältesten Grubenbaue gehörten dem südlichen Abhange des Schieferberges an und dienten zum Aufschluß des „Kupfermorgenganges“. Urkundliches Material fehlt leider vollständig. Das Wenige, das man heute weiß, stützt sich auf die im Wunsiedler Bergamtsbericht vom 13. 6. 1831 (16) gesammelten Aussagen der damaligen Ortseinwohner. Darnach waren westlich des nach Guttenberg führenden Fahrweges sechs große Pingen mit stark verwittertem, uralten Haldenmaterial nacheinander den Berg hinauf sichtbar. Später wurden diese zwecks Erweiterung des Feldbaues eingeebnet und das überschüssige Steinmaterial weggeschafft. Auch rechts des Weges und zwar nicht weit hinter den letzten Häusern von Kupferberg waren noch Reste von vier größeren Schachtanlagen vorhanden. Die beiden untersten, der sogen. Katharina- und der Valentin-Morgenroth-Schacht, scheinen die bedeutendsten und tiefsten Aufschlüsse gewesen zu sein, da ihre mächtigen Halden und Pingen noch heute erhalten sind (siehe montangeol. Karte). — Diese Grubenbaue sollen nach einem von ILLIG kopierten Brouillon Nr. 1, das leider nirgends mehr aufzufinden ist, durch einen Stollen gelöst gewesen sein, dessen Rösche ihr Ausgehendes in der Mitte des Ortes unterhalb des oberen Gasthauses (heute SCHIFFAUER'sche Wirtschaft) gehabt hat. Dazu steht jedoch der Bericht HOLZSCHUHERS vom 6. 7. 1606 in Widerspruch, worin dieser unter Ziffer 4 erwähnt, daß er vom fürstl. Bambergischen Rat und Amtmann von Kupferberg, Sigmund Lorenz von WILLENSTEIN, auf die alten Gegentrümer oberhalb der Stadt geführt worden ist, um einen möglichst günstigen Stollen abzuziehen, da früher kein solcher bestanden habe. HOLZSCHUHER schlägt bei dieser Gelegenheit einen Stollen vor, der hinter dem Rathause beginnt und bei einer Länge von 56 $\frac{1}{2}$ Lachter 30 Lachter Saigerteufe einbringt, somit 10 Lachter tiefer einkommt als die alten Schächte früher gesunken sind. — Aus der letzten Bemerkung geht hervor, daß HOLZSCHUHER damals noch alte Pläne oder Urkunden zur Hand hatte, die über die Tiefe der Grubenbauten am Schieferberg Aufschluß gaben.

Nach der ganzen Lage der Dinge hatten die Alten am Schieferberg überhaupt nur versuchsweise gebaut, vermutlich bestand keine große Hoffnung, abbauwürdige Erze für damalige Verhältnisse zu erhalten, da der große Eisengehalt der seinerzeitigen Verhüttungstechnik sehr hinderlich war. — Der Bergbetrieb ging deshalb

auf den gegenüberliegenden Hang von Kupferberg über, wo inzwischen die Ausbisse des „Alten Kupferbergerganges“ entdeckt worden waren.

Die Gruben „Alt-Kupferberg“.

Der Bergbau auf dem „Alten Kupferbergergang“ erstreckte sich von der heutigen Kupferberger Kirche in südöstlicher Richtung bis an den Ortsrand. Er bestand aus einem Stollen mit zahlreichen flachen Seitenstrecken, von denen einige noch durch Bergmeister WILKEN im Jahre 1768 (2) auf größere Erstreckung hin verfolgt und aufgenommen werden konnten. (Siehe Tafel II rote Einzeichnung). Die Hauptbaustrecken scheinen jedoch mehr östliche und südöstliche Richtung gehabt zu haben. Dafür spricht nicht nur die Lage des im Plan verzeichneten Förderschachtes sondern auch diejenige von mehreren kreisrund ausgemauerten Schächten, die im östlichen Teile der Ortschaft bei der Aufführung von Neubauten vorgefunden wurden.

„Alter Kupferstollen“ (Franz-Ludwig-Stollen).

Der zur Lösung der Baue getriebene Stollen hieß früher „Kupferstollen“, später „Franz-Ludwig-Stollen“. Er wurde ca. 4 m über der Arnitzbachsohle beim heutigen Marktplatze von Kupferberg angeschlagen und am Diabas entlang gegen Südosten vorgedrückt. Planangaben über den genauen Verlauf liegen nicht vor. WILKEN konnte ihn nur bis zum Verbruch unter dem sogen. BRÜCKNER'schen Stadel, der heute noch steht, verfolgen. (Siehe Plan Nr. II.) Annähernd 160 m südöstlich des Mundloches im Hofe des heutigen FRAAS'schen Anwesens war ein 18 Lachter = 36 m tiefer Schacht niedergebracht, der mit dem Stollen durchschlägig war und zu dessen Bewetterung diente. Dieser Schacht erhielt später den Namen Marterbezw. **Martinsschacht**.

„Schönborngruben“.

Die Fortsetzung des „Alten Kupferbergerganges“, die durch mehrere Gebirgsstürze (Verwerfungen) abgeschnitten war, wurde 40—50 m südöstlich des Wetter-schachtes wieder erschürft und dem Verflächen nach mit mehreren Schächten, kleinen Strecken und Gesenken aufgeschlossen und abgebaut. Von Schachtbauten sind zu nennen Jakobi-, Nikolai-, Hirten- und Blauer Schacht.

„Blauer Schacht“ (Rothenhanschacht).

Der Abbau im „Blauen Schacht“, dessen mächtige Halde am Neufanger Weg unmittelbar südöstlich Kupferberg noch heute auffällt, war der bedeutendste. Er erreichte eine Tiefe von 21,5 Lachter = 43 m und erfaßte auf dem „Stehenden St. Veitsgang“ sehr reiche Kupfererze mit hohem Silbergehalt.

Gruben auf dem „St. Veitsmorgengang“.

Der Bau auf dem „St. Veitsmorgengang“ ist ungefähr 200—300 m südöstlich der „Schönborngrube“ auf dem sogen. Görlitzanger umgegangen. Nach der dichten und breiten Pingenzone zu schließen, die hier in südöstlichem Streichen auf 300—400 m das Taggelände durchsetzt, bildete er wohl den ausgedehntesten und auch aufgeschlossensten Teil des ganzen Bergreviers. Die mehr als 50 Schächte, die dem Abbau dieses berühmten Ganges dienten, wurden in breiter Front von der Diabasgrenze, dem ursprünglichen Ausbisse des Erzes, gegen Nordosten hin auf die unter 40—60° einfallende Lagerstätte niedergebracht. Der höhere nördliche Teil des Abbaugeländes bildete die „St. Nikolauszeche“ (spätere Franz-Ludwig-Zeche), der tiefer gelegene die „St. Veitszeche“ (siehe Tafel III und Grubenplan Tafel VII).

„St. Nikolauszeche“ (Franz Ludwigzeche).

Die wichtigsten Schächte der „St. Nikolauszeche“ waren der Peters-, St. Veits- und Wasserschacht. Der erstere hatte eine Teufe von 9 Lachter = 18 m, die beiden letzteren eine solche von 20 Lachter = 40 m.

„St. Veitszeche“.

Von den vielen Schächten der „St. Veitszeche“ hatten die drei Förderschächte der „St. Veitstiefsten“ wegen ihrer für damalige Verhältnisse großen Tiefe von 80—85 m eine gewisse Bedeutung.

„St. Veitsstollen“.

Zur Lösung der oberen und mittleren Teufen diente der sog. „St. Veitsstollen“, der 300 m nordwestlich Oberbirkenhof im Talgrunde angesetzt und in mannigfachen Krümmungen auf etwa 350 m in nordwestlicher Richtung mit dem Streichen der Lagerstätte vorgetrieben wurde. Er hatte unterwegs sechs Lichtschächte und war außerdem im Abbaugebiet noch durch mehrere andere Schächte mit der Tagesoberfläche verbunden.

Bau der „St. Nikolauszeche“.

Auf der „Nikolauszeche“ kam der auf 80 m Längenausdehnung geführte Bau durch „Entfallen“ des Gebirges (Verwerfung) in 40 m Teufe zum Stillstand. Man hatte auf zahlreichen Strecken zwischen dem Peters- und St. Veitsschacht (siehe Tafel III) die edlen Kupfererzgänge im Hangenden der dort 8—12 m mächtigen Schwefelkieslagerstätte gewonnen.

Bau der „St. Veitszeche“.

Mit größerem Erfolg baute man im südlichen Teile des großen Ganges. Man erfaßte dort nicht nur hochwertige Erze, sondern erreichte auch dem Verflächen nach eine Saigerteufe von 80—90 m unter der Hängebank des ersten Förderschachtes. Nach mündlicher Überlieferung wurde dem ertragreichen Abbau, der die schönsten Erze des ganzen Reviers lieferte, durch Anschlagen einer Kluftwasserader ein jähes Ende gesetzt. Das Wasser konnte durch Kübelförderung nicht mehr bezwungen werden und füllte dann allmählich alle Baue bis zum St. Veitsstollen, aus dem es dann schließlich seinen Abzug nahm. Zur Verhütung des Verfalls wurden die Schächte beim Verlassen der „Tiefsten“ sorgfältig mit Eichenholz zugeböhnt. Beim ersten (untersten) Förderschacht ließ man auf dem Veitsstollen 4 Ztr. reiches Kupfererz liegen, um die später Nachkommenden auf den Erzreichtum zu verweisen.

Auflassung sämtlicher Gruben gegen Ende des 14. Jahrhunderts.

Da nun alle auf dem Kupferberger Erzstriche erreichbaren und zugänglichen Kupferkiesgänge bis zu den Gebirgsstürzen (Verwerfungen) bzw. Tiefenwassern abgebaut waren, mußte mit dem Ertrinken der letzten großen Grube der berühmte Kupfererzbergbau seinen Abschluß finden. Das Bamberger Hochstift, das dadurch um reiche Einkünfte gebracht war, suchte durch Gnadenbriefe die Bürger und Bergleute zu Gewaltigungsarbeiten anzuregen. Man versuchte daraufhin vom nahen Buchleitenbachtal im Komitsch unterhalb Unterbirkenhof zur Sumpfung der ertrunkenen Baue einen tiefen Stollen heranzuführen, der als Haupterstollen in 1545 m Länge den Wurmberg mit 108 m saiger unterteufen sollte und den Namen „**Unterer Stollen**“ oder „**Martinsstollen**“ führte. Dieser mußte jedoch nach Auffahrung von 50 m Länge wieder aufgelassen werden, da sich das Gestein für die damaligen Hilfsmittel zu hart erwies und der Gebrauch des Pulvers noch nicht bekannt war.

„Tiefer Stollen“.

Nach diesem Fehlschlage wollte man durch einen tiefen Erbstollen vom „Pemmerleinsgrund“ her (unmittelbar südlich Kupferberg) die unteren Horizonte der „Schönbornzeche“ entsümpfen, doch mußte wegen der großen „Gesteinsfeste“ auch dieser Versuch wieder aufgegeben werden. Als die letzten verzweifelten Bemühungen zur Erhaltung des Bergbaues sind wohl die Bauversuche im Gebiete des kleinen „Kaiser-Heinrich-Zuges“ und des „Namenlosen Ganges“ auf dem Wurmberg zu betrachten. — Das Kaiser-Heinrich-Grubengebäude bestand in dem sog. Kaiser-Heinrich-Schacht, der auf einem in hora 8 streichenden und $40-50^{\circ}$ gegen N. fallenden Gang niedergebracht und in $6\frac{3}{4}$ Lachter = 13,5 m Teufe durch eine Rösche vom Talgrund her gelöst war. (Siehe montangeolog. Karte.) Der Betrieb soll infolge von Wasserschwierigkeiten wieder eingestellt worden sein. — Bezüglich des Bergbaus auf dem Wurmberg findet sich in den alten Akten keine besondere Aufzeichnung; er ist heute nur mehr durch eine Anzahl von Pingen und durch ein verbrochenes Stollenmundloch am Fuße des Schorgasttalhanges erhalten. Über die frühere Ausdehnung und den Ertrag des Baues ist nichts bekannt.

Lage der alten Schmelzhütten.

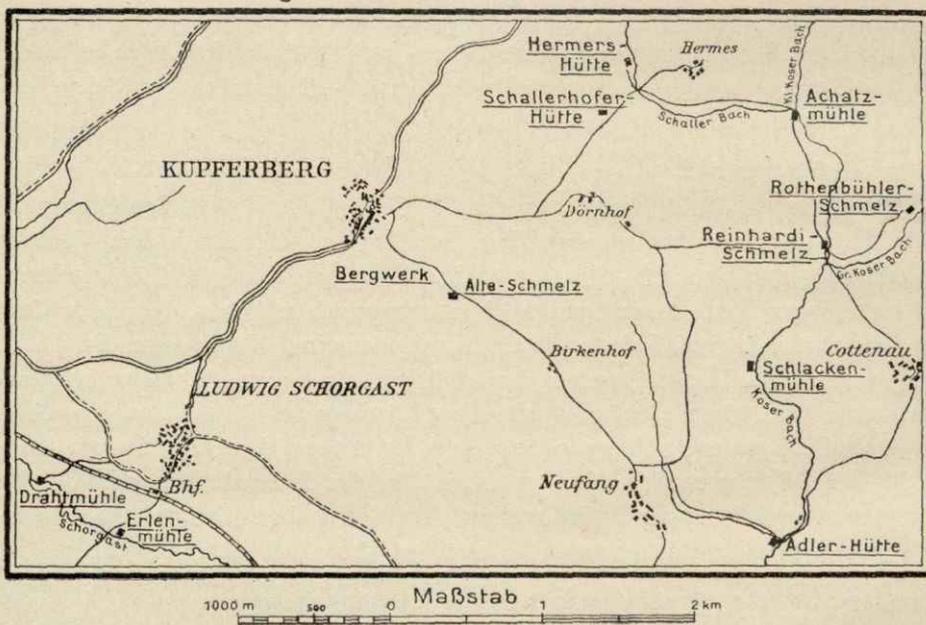


Fig. 4.

Hüttenanlagen.

Die hüttenmännische Verarbeitung der Kupferberger Erze vollzog sich im Anfang auf der sogen. Schmelz bei der St. Veitszeche. Fortschreitend mit der großen Ausdehnung des Bergbaues im 14. Jahrhundert wurden dann noch mehrere Schmelzhütten in den wasser- und holzreichen Tälern des Schaller-, Koser- und Schorgasttales errichtet. Nach Auflassung des Bergbetriebes wurden diese Talhüttenwerke zu Mühlen umgebaut, die meist heute noch bestehen und durch mächtige Haldenstürze von Kupferschlacken gekennzeichnet sind. Nach dem Bericht des Bergamts Wunsiedel (16) waren im Jahre 1831 auf Grund dieser ausgedehnten Schlackenhalde noch folgende Hüttenanlagen mit Sicherheit nachweisbar:

- | | |
|--|-----------------|
| 1. Die alte Schmelz bei Kupferberg | } siehe Fig. 4. |
| 2. Die Schallerhofer Hütte | |
| 3. Die Hermershütte | |
| 4. Die Reinhardischmelz (Schmölz) | |
| 5. Die Rothenbühler Schmelz | |
| 6. Die Schlackenmühle | |
| 7. Die Achatzmühle | |
| 8. Die Adlerhütte (bei Wirsberg) | |
| 9. Die Erlenmühle (bei Ludwigschorgast) | |
| 10. Die Drahtmühle (bei Ludwigschorgast) | |

In neuerer Zeit, besonders während des Weltkrieges wurde ein großer Teil des alten Schlackenmaterials wegen seines hohen Erzgehaltes aufgekauft und zur nochmaligen Verhüttung verschickt.

b) Mittlere Betriebszeit.

In der mittleren Betriebsperiode begnügte man sich anfangs mit dem Abbau von zurückgelassenen Kupferkiesresten im alten Mann, später mit der Gewinnung des von den Alten verschmähten kupferhaltigen Schwefelkieses. Eine regelrechte Aus- und Vorrichtung fehlte vollständig. Man ging unter Benutzung der alten Schächte den kupferhaltigen Partien in den mächtigen Schwefelkiesimprägnationen streckenmäßig nach und baute hierbei die edleren Mittel aus. An keiner Stelle dieser regellosen Wüharbeit kam man in tiefere Horizonte **als die Alten**. Auch wurde nirgends die Ausrichtung von verworfenen Lagerstättenteilen versucht. Bei solchen Verhältnissen blieb naturgemäß die Bautätigkeit in engsten Grenzen und erreichte niemals auch nur annähernd den Umfang der ältesten Betriebsperiode.

Schieferberggruben.

Auf dem Schieferberg wurden im Jahre 1675 der St. Katharina- und Valentinmorgenrotschacht neu geöffnet, aber nach kurzem Abbau infolge Wasserzudrang wieder abgeworfen.

Die Gruben „Alt-Kupferberg“.

Im Gebiete des „Alten Kupferbergerganges“ wurden schon 1645 die alten Strecken bis zum „Wetterschacht,“ jetzt Marterschacht genannt, neu abgesehen und einige frische Örter getrieben. Die Alten hatten hier aber anscheinend so gut abgebaut, daß nicht mehr viel zu finden war. Nur im östlichen Teile des alten Abbaues standen in den Schächten der Eigenlöhner JÖRG, ALBERT und SCHIFFAUER noch reiche Erze im Anbruch.

Erweiterung der Schönborngrube.

Im Jahre 1679 ging man daran, den alten „Kupferstollen“ über den „Marterschacht“ hinaus in noch unverritztes Feld gegen den „Blauen Schacht“ (Rothenhanschacht) zu erlangen. Man überfuhr dabei kurz vor dem „Blauen Schacht“ den „Gang in hora 4“ und ging durch Überhauen (Hochbrechen) an seine Gewinnung.

„Alter Kupferstollen“ (Franz-Ludwig-Stollen).

Dieser Stollen, jetzt Franz-Ludwig-Stollen genannt, wurde 1681 in Durchschlag mit dem wieder gewältigten „Blauen Schacht“ gebracht und später über diesen hinaus gegen Südosten auf 37 Lachter = 74 m weiter getrieben.

„Blauer Schacht“ („Rothenhan“-Schacht).

Der „Blaue Schacht“ blieb von da an mit nur geringen Unterbrechungen bis Anfang des 19. Jahrhunderts für Vitriolkiesgewinnung im Betrieb. Gegen Ende des 18. Jahrhunderts erhielt er den Namen Rothenhanschacht.

Neuer Bauversuch auf der Zeche „Alt-Kupferberg“.

Bergmeister WILKEN versuchte im Jahre 1760 nochmals die Bebauung des alten „Kupferberger Ganges“. Er trieb zur tieferen Lösung der Lagerstätte vom Arnitzbach her eine 80 m lange **Vorrösche** und machte sie mit einem auf dem alten Kupferstollen sitzenden Schacht, dem sogen. **Karl Dietrich-Brunnenschacht**, durchschlägig. Mit dem alten Stollen entstand dadurch ein Gesprenge von $11\frac{1}{2}$ Schuh = 3,65 m. Anschliessend an diese Rösche wurden am abgesenkten Tiefenwasserspiegel in östlicher Richtung mehrere Strecken getrieben, auf deren Sohlen das bauwürdige Anhalten der Erze in der ganzen aufgefahrenen Länge nachgewiesen wurde. Gegen Osten zu unterfuhr man beim Weitertrieb alte Gesenke, die zu Einstürzen und deshalb bald zur Auflassung der neu unternommenen Bauten führten.

„Franz-Ludwigzeche“ (Alte „St. Nikolaus-Zeche“).

In der alten „St. Nikolauszeche“, die Mitte des 18. Jahrhunderts den Namen Franz Ludwig-Zeche erhielt, öffnete man neun alte Schächte, von denen der Peters-, St. Veits-, Wasser- und neubenannte Franz-Ludwig-Schacht während der ganzen mittleren Betriebszeit offen blieben. Zwischen diesen Schächten wurde der dort 10 m mächtige, kupferhaltige Schwefelkies auf zahlreichen Strecken und Gesenken gebaut. Ferner wurden in Verbindung mit diesen Bauten noch der St. Martinsförderschacht, der St. Martinsfundschaft, der Neue Schacht und Fundschaft abgeteuft (s. Taf. III und Grubenübersichtsplan Taf. VII).

Weitertrieb des alten „St. Veitsstollens“.

In den Jahren 1726 und 1727 erlangte man unter Berghauptmann KROPF den neuaufgebrochenen alten „St. Veitsstollen“ bis zu den zwei „St. Veitschächten“ (St. Veits- und St. Martinsförderschacht) und zwei Jahre später bis zum „Wasserschacht“. Bei der Weiter-teufung des „Wasserschachtes“ wurde mit 5 Lachter = 10 m Teufe ein „mächtiges Flöz“ ersunken. Dessen Abbau konnte wegen des Wasserzudranges nicht ermöglicht werden.

„St. Veitszeche“.

Die ertrunkenen Baue der „St. Veitszeche“ blieben bis zum Anfang des 18. Jahrhunderts unberücksichtigt und vergessen. Erst KROPF entdeckte anlässlich der Neuerschließung des alten, völlig verfallenen „St. Veitsstollens“ die drei tiefen, mit Wasser erfüllten Förderschächte der Alten und große Mengen von teilweise geförderten Erzen, die auf der Stollensohle liegen gelassen waren.

Bau von Kunstgezeugen.

Durch die Hochwertigkeit dieser aus den berühmten „St. Veitsteufen“ stammenden Erzstücke angereizt, entschloß er sich zur teilweisen Sumpfung der zwei südlichen Förderschächte mit Hilfe zweier Wasserkünste, die ihr Aufschlagwasser aus zwei Teichen und gesammelten Quellen der nächsten Umgebung bezogen. Das Betriebswasser war aber derart schwach und so großen Schwankungen unterworfen, daß die Schächte nur auf 14 Lachter = 28 m Teufe wasserfrei wurden. Auf einer Bergkonferenz im Jahre 1716 erhielt nun KROPF vom Fürstbischof die Geldmittel

zur Herstellung einer größeren Kunstanlage bewilligt. Er baute daraufhin eine Wasserleitung (siehe Taf. IV), die das Wasser der 3 km nordöstlich gelegenen großen Spiegelteiche über Schallerhof und Dörnhof nach der Betriebsstelle lieferte. Zwischen Schallerhof und Dörnhof wurde diese Leitung auf einem 58 m langen Stollen durch den östlichen Abhang des Galgenberges geführt. Auch den südöstlichen Flachabhang, das sogen. Schrötlein, wollte man auf diese Weise überwinden; doch mußten infolge der großen Gesteinshärte (Diorit) die auf beiden Seiten schon 10 bzw. 20 m vorgetriebenen Stollenteile wieder aufgegeben werden. Die Wasser wurden alsdann mit Genehmigung der Bayreuther Behörde um den Berg herum durch Teile der angrenzenden Markgrafschaft Bayreuth in die Sumpfanlage geleitet. Zu den beiden vorhandenen 15- und 25-schuhigen Kunsträdern kam noch ein 20-schuhiges Rad, das in einer vertieften Stube unmittelbar östlich des ersten Kunstschachtes (südlichster Förderschacht der Alten) eingehängt und durch ein 28 m langes Schleppestänge mit dem 25-schuhigen Rad dieses Schachtes gekuppelt war. Das 15-schuhige Rad des nördlich vorgelegenen zweiten Schachtes (siehe Taf. IV, K III) wie auch die beiden gekuppelten Räder im ersten Schachte waren mit je einem in die Schächte führenden langen Hauptgestänge verbunden, an dem die Kolbenstangen der in Abständen von 10—15 m übereinander angebrachten Pumpen befestigt waren. Die Pumpen hingen am kurzen östlichen Stoß des Schachtes immer paarweise. Jedes Pumpenpaar hob aus einem unteren Trog das Wasser in den oberen. Schließlich wurde das so stufenweise gehobene Wasser auf dem St. Veitsstollen zu Tage geleitet. Auf diese Weise konnte KROFF bei normaler Aufschlagwassermenge in 24 Stunden 100000 Eimer Wasser heben und die zwei südlichen Schächte bis auf 54 m Teufe sämpten. Er trieb in den wasserfreien Horizonten mehrere Gezeugstrecken und gewann reichhaltige Kupfererze. Infolge einer einfallenden Trockenzeit und der wiederholten Beschädigung der Wasserleitung durch Bauern des Bayreuther Gebietes kam das Kunstgezeuge aber bald wieder zum Stillstand und später zum Verfall, nachdem sich die Behörden zu den notwendig gewordenen Reparaturen ablehnend verhielten. So scheiterte der erste kraftvolle Versuch zur Sumpfung der berühmten „St. Veitstiefsten“ an der Unzulänglichkeit der damaligen Hilfsmittel.

„Kaiser Heinrichschacht“.

Auf dem „Kaiser-Heinrich-Gang“ soll nach dem Mutungsgesuch des Schichtmeisters HERZOG im Jahre 1809 (8) der alte Schacht vom Bergmeister WILKEN im Jahre 1769 neu aufgewältigt und auf 42 Lachter = 84 m Teufe (?) niedergebracht worden sein. Man will dort reiche Kupfer- und Schwefelkiese angetroffen haben, die infolge des Wasserzudranges nicht gewonnen werden konnten.

„Suchstollen“.

Im Jahre 1758 wurde durch den markgräflichen Bergmeister Graf v. BORNMER ein sogen. Suchstollen im Bayreuther Gebiet am östlichen Talgehänge bei Unterbirkenhof angeschlagen und auf 240 m gegen Oberbirkenhof geführt. Anscheinend erwies sich die eingebrachte Teufe als unzureichend, da man bereits wenige Jahre später 200 m talabwärts einen 9 Lachter (18 m) tiefer einbringenden Stollen, den sogen. **Alexanderstollen** (Friedr. Wilhelm-Stollen) in Richtung auf einen östlich von Oberbirkenhof niedergebrachten Schacht vortrieb. Der Bau wurde nach Auffahrung von 170 m aus unbekanntem Gründen wieder eingestellt.

Hüttenanlagen.

Zur Verhüttung der bis Mitte des 18. Jahrhunderts gewonnenen spärlichen Kupfererze diente nur noch die alte Schmelz beim Bergwerk, die Schmelz im Koserbachtal und die Rothenbühler Schmelzhütte. Als man sich gegen Ende des 18. Jahrhunderts nur noch auf die Vitriolgewinnung beschränkte, wurde die alte Schmelz zu einem Vitriolwerk der St. Martins- und Concordia-Gesellschaft (später Raulino-Werke) umgebaut und die Schmelz im Koserbachtal in das große Vitriol-, Alaun- und Schmelzwerk „Goldene Adlerhütte“ verwandelt. Die Rothenbühler Schmelzhütte wurde aufgelassen.

e) Neuzeit.

In der Neuzeit wurden die Vitriolwerke ganz eingestellt und damit die Grubengebäude dem Verfall preisgegeben. Auch späterhin kam man über einige Wiedergewältigungsversuche nicht hinaus.

Wiedereröffnung des „Kaiser Heinrich-Schachtes“ 1832.

Der erste neuere Bauversuch wurde am 30. August 1832 auf Betreiben des Lehrers STENGLEIN von Ludwigschorgast vorgenommen und bestand in der Wiedergewältigung des „Kaiser-Heinrich-Schachtes“. Dieser konnte trotz der Neuaufschließung der alten Rösche infolge des Wassers nur auf $6\frac{3}{4}$ Lachter = 13,5 m Teufe niedergebracht werden. Dabei traf man in kurzen Abständen übereinander fünf verschieden gerichtete Örter. An Erz fand man nur einige Schwefelkiesimprägnationen. Der Schacht wurde am 19. August 1834 wieder eingefüllt.

Aufwältigung des „Alten Franz-Ludwig-Schachtes“.

Die zweite Unternehmung ging am 2. Februar 1856 von 86 Einwohnern der Ortschaft Kupferberg aus, die sich durch monatliche Beiträge an Geld- oder Dienstleistung verpflichteten. Sie führte zur Wiedereröffnung des „Alten Franz-Ludwig-Schachtes“, der dabei den neuen Namen Friedrich-Wilhelm-Schacht erhielt. Man gelangte in 15 Lachter = 30 m Tiefe in noch offen stehende Örter und Strecken, die Schwefelkiesimprägnationen mit fingerbreiten Kupferkiesschnüren zeigten. Zu einem Abbau kam es natürlich nicht.

Sümpfungsversuche der alten Gewerkschaft „Kupferberg“ 1892.

Im Jahre 1892 wurde die Gewerkschaft „Kupferberg“ gegründet, die unter der Leitung des Ingenieurs ANTON LEROUX den zweiten großen Versuch zur Sümpfung der „St. Veitstiefsten“ unternahm. Es wurde unter Benutzung von 150 m Länge des alten Alexanderstollens ein 1100 m langer Stollen gegen die alten „St. Veitsbaue“ herangetrieben und damit eine Sümpfung auf 50 m Teufe unter dem Tagkranze des ersten alten Kunstschachtes erzielt. Infolge des mangelhaften Studiums der alten Literatur erkannten die Unternehmer erst nach fertigem Stollentrieb, daß zur Erreichung der tiefsten Horizonte des alten Abbaues der Stollen um 30—35 m hätte tiefer angesetzt werden müssen. Man versuchte den Fehler dadurch gutzumachen, daß man mit Hilfe einer Pulsometeranlage die Sümpfung der noch verbleibenden 35 m Teufe zu erreichen trachtete. Zu diesem Zwecke wurde der alte südliche Kunstschacht durch Neugewältigung mit dem Stollen durchschlägig gemacht und als sogen. Maschinenschacht auf weitere 30 m abgeteuft. Beim Anhauen der alten Baue mittels Querschlag traten aber derartige Wassermengen aus, daß sie vom Pulsometer nicht mehr bezwungen werden konnten und bis zur Stollensohle emporstiegen. Da die Gewerkschaft zu Neuanschaffungen nicht mehr genügend geldkräftig war, mußte auch dieser zweite große Sümpfungsversuch aufgegeben werden.

B. Geologische Position der Erzlagerstätte.

Der vorliegende Teil der Abhandlung will neben der Beschreibung der Lagerstättenverhältnisse auch andere geologische Erscheinungen des Untersuchungsgebietes beleuchten und im Anschluß daran zu einigen strittigen Fragen mit neuen Beobachtungen und neuen Hinweisen — freilich mit aller Vorsicht — Stellung nehmen. Die beiliegende montan-geologische Karte bringt die geologischen Verhältnisse des Grubengeländes in aufgedeckter Kartierung auf Grund eigener Feststellungen.

I. Geologische Übersicht.

Das Kupferberger Grubengebiet gehört in geologischer Hinsicht zum Südwestrand der Münchberger Gneisplatte. An seinem Aufbau beteiligen sich im bunten Wechsel geschichtete und massive Gesteine, die in ihren gegenseitigen Begrenzungen noch nicht völlig erforscht sind. Unter den Schichtgebilden fallen die von Serpentin und Speckstein durchsetzten, nördlich vorgelagerten „kristallinen Schiefer“ der vielumstrittenen Gneislinse besonders ins Auge. Sie bestehen vorwiegend aus Glimmerschiefer, Hornblende- und Augengneis und verhüllen hier eine granitische Masse, die auf der Galgenberghöhe unmittelbar nordöstlich Kupferberg durch Abtragung entblößt ist. Wie diese Schichtmassen vor dem Eindringen des Granits ausgesehen haben und wie weit sie durch dessen Wirkungen umgestaltet worden sind, darüber bestehen noch manche Widersprüche.

An den kristallinen Rand, der stellenweise noch von dioritischen Gesteinen durchsetzt wird, schließen sich gegen Südwesten in geringer Breitenausdehnung herzynisch streichende erzreiche Chlorit- und Tonschiefer paläozoischen Alters an, die unter 40° — 60° gegen Nordosten einfallen und häufig von Lyditzzwischenlagen begleitet werden. Sie sind vielfach durch Verwerfungen, Spalten und Verbiegungen gestört und zeigen deshalb häufigen Wechsel im Schichtenstreichen sowie Transversalschieferung.

Im Bereich dieser Schieferzone treten Keratophyre sowie große Massen von Diabasgesteinen auf, die dem Hauptzuge des Gebirges folgen und auf weite Erstreckung hin den Steilrand der Münchberger Platte bilden. Sie haben die Schiefer an den Durchbruchstellen kontaktmetamorph verändert und vielfach zu Erzanhäufungen Veranlassung gegeben, die in teils geringer, teils größerer Entfernung innerhalb der metamorphosierten Gesteine auftreten. Wann diese Gesteine sowie die vorerwähnten Granitmassen emporgedrungen sind, läßt sich noch nicht einwandfrei nachweisen; doch ist man sich darin einig, daß erstere weit älter sind als letztere. Nach den neuesten Forschungsergebnissen soll die Eruption der Diabase und Keratophyre zum Teil ins Obersilur, zum Teil ins mittlere und obere Devon, die der Granite in postkulmische Zeit fallen.

Längs des Steilrandes der Münchberger Platte wird die gesamte magmatisch durchsetzte Schieferscholle von einer gewaltigen, herzynisch streichenden, auf mehr als 100 km zu verfolgenden Verwerfung, der sogen. „Fichtelgebirgsrandspalte“, scharf abgeschnitten und mit nordöstlich einfallenden Triasschichten auf geringen Höhenunterschied gebracht. Bei der Neuaufnahme des Geländes konnte noch nachgewiesen werden, daß der Rand der Münchberger Masse von Nordosten aus über diese Triasschichten hinübergeschoben worden ist (siehe Taf. V). Ferner war im Gegensatz zu GÜMBELS Kartierung festzustellen, daß auf der in Frage kommenden $2\frac{1}{2}$ km langen Randanlagerung der Trias nicht nur Schilfsandsteine anstehen, sondern auch

Lehrbergsschichten, Esterienhorizonte, Koburger Sandstein, unterster Gipskeuper und sogar Muschelkalk in bunter Folge nebeneinander liegen. Ein Beweis dafür, daß in jüngerer Zeit — vermutlich in der Kreide und im Tertiär — die alten Störungslinien neu belebt wurden und zu zahlreichen Querverwerfungen Anlaß gegeben hatten. Schließlich sei noch bemerkt, daß in den Mulden der Hochfläche vielfach sandige Ablagerungen und kleine Schotterhügelreihen anzutreffen sind, über deren Alter noch keine Untersuchungen geführt werden konnten. Die Grenzen des Diluviums und Alluviums mit den älteren Formationen decken sich sonst im allgemeinen mit der Scheidelinie zwischen Hügelland und der breiten Talebene der Schorgast sowie den Talböden des Arnitz- und Buchleitenbaches.

II. Geologische Literatur.

Das nachstehende Verzeichnis erhebt auf Vollständigkeit keinen Anspruch, sondern soll nur eine Orientierung ermöglichen.

A. Druckschriften.

1. A. GOLDFUSS und G. BISCHOF, Physik.-Statist. Beschreibungen des Fichtelgebirges, Nürnberg 1817.
2. FR. HOFFMANN, Über das Verhalten der krist. Gesteine zum Schiefergebirge am Harz, im Erz- u. Fichtelgebirge. POGGENDORFS Annalen der Physik, Leipzig, 1829, S. 513—562.
3. FR. HOFFMANN, Übersicht der orograph. u. geognost. Verhältnisse vom nordwestl. Deutschland, Leipzig, 1830, S. 418—427.
4. C. W. GÜMBEL, Über das Alter der Münchberger Gneispartie im Fichtelgebirge, N. Jahrb. Min., 1861, S. 257—277.
5. FR. NAUMANN, Lehrbuch der Geognosie, 2. Aufl., II. Bd., S. 159, 160. Leipzig 1862.
6. FR. NAUMANN, ÜB. d. Münchberger Gneisbildung. N. Jahrb. f. Min. etc. 1863. S. 1—15 u. S. 531—540.
7. C. W. GÜMBEL, Bemerkungen gegen FR. NAUMANN, N. Jahrb. Min. 1863. S. 318—333.
8. C. W. GÜMBEL, Die paläolitischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges, München 1874.
9. E. v. GERICHTEN, Über den oberfränkischen Eklogit. Annal. d. Chem. u. Pharm. 171. Bd. S. 183—199; 1874. u. 185. Bd. S. 209, 1876.
10. E. RIESS, Über die Zusammensetzung des Eklogits. TSCHERMAKS Min. u. petr. Mitt. Neue Folge. I. Bd. S. 165—172 u. 181—241, Wien 1878.
11. C. W. GÜMBEL, Geogn. Beschreibung des Fichtelgebirges, Gotha 1879, S. 313—328.
12. P. MICHEL, Über die Saussurit-Gabbros des Fichtelgebirges, N. Jahrb. Min. 1888, Bd. I.
13. C. W. GÜMBEL, Geologie von Bayern, 1894, S. 98 ff.
14. F. ZIRKEL, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. III. Bd. S. 373, Leipzig 1894.
15. DELERÉ, Beiträge zur Kenntnis des Proterobases. Diss. Erlangen 1895.
16. PELIKAN, Die Schalsteine des Fichtelgebirges, aus dem Harze, von Nassau und aus den Vogesen. Sitz ber. Wiener Akad. 1899.
17. DÜLL, Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genet. Verhältnisse. Geogn. Jahresh. XV. Jahrgang 1902, S. 72 ff.
18. A. SAUER, Das alte Grundgebirge Deutschlands. Comptes rendus IX. Congrès geol. internat. Vienne 1903.
19. E. RIMANN, Beitrag zur Kenntnis der Diabase des Fichtelgebirges. Inaug. Diss. Stuttgart 1906.
20. M. SCHUSTER, Petrogr. Studien an „Weißsteingneisen“ aus der Münchberger Gneisgruppe. Geogn. Jahresh. 1908, XXI. Jahrg.
21. R. LEPSIUS, Geologie von Deutschland, II. Teil, S. 126—141, Leipzig 1910.
22. M. WEBER, Über Diabase u. Keratophyre aus dem Fichtelgebirge. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Petr. 1910, S. 169—179.
23. F. E. SUSS, Vorl. Mitt. über d. Münchberger Deckscholle. Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. Math. Naturw. Kl. Wien 1913.
24. E. KOHLER, Über den geol. Aufbau der Münchberger Gneisinsel. Geogn. Jahresh. 1914, XXVII. Jahrg.
25. J. STERN, Beiträge zur Kenntnis der Diabase des Fichtelgebirges u. des Frankenwaldes. Diss. München, 1914.
26. ZIEGLER, Das Münchberger Gneisgebiet v. petr. Standpkt. aus. Diss. Techn. Hochsch. München 1914.

B. Kartenwerke.

1. Geognost. Übersichtskarte als Beilage z. Phys.-Statist. Beschreibung des Fichtelgebirges von A. GOLDFUSS u. G. BISCHOF, Nürnberg 1817.
2. C. W. GÜMBEL, Geognostische Karte des Königreichs Bayern III. Abt. Das Fichtelgebirge und der Frankenwald nebst Vorland in zwei Blättern 1:100000. München 1877.

III. Geologisch-petrographische Beschreibung der wichtigsten Gesteinszonen.

1. Die Schiefer.

Die Hauptmasse des Grubengeländes besteht aus mehr oder weniger metamorph beeinflussten Schiefergesteinen, die nach ihrer Beschaffenheit und dem geologischen Aufbau der Nachbarschaft als altpaläozoisch zu betrachten sind. GÜMBEL hat die Schiefer in silurische und kambrische geteilt. Da aber Versteinerungen bisher nicht gefunden worden sind und die tektonischen sowie petrographischen Verhältnisse keinen sicheren Anhalt bieten, soll die Frage der Altersstufen vorerst offen gelassen oder nur andeutungsweise erörtert werden. Nach den bisherigen Gruben-aufschlüssen lassen sich die Schiefer von unten nach oben, jedoch ohne damit eine stratigraphische Gliederung zu geben, in folgende sieben Hauptarten scheiden:

- | | |
|--|---------------------------------|
| <ul style="list-style-type: none"> a) Heller Grobschiefer b) Kohlen (Graphit)-Schiefer (Schwärzschiefer nach GÜMBEL) c) Phyllitähnlicher Grauschiefer (Graue Glanzschiefer) d) Graugrüner Ton- und Serizitschiefer (Phykodenschiefer nach GÜMBEL) e) Haupttonschiefer (Dach- und Lederschiefer nach GÜMBEL) f) Kieselschiefer, g) Braune sandige Schiefer (zum Teil Grauwacke). | } siehe
Tafel IVa
Fig. 1. |
|--|---------------------------------|

Heller Grobschiefer.

Dieser besteht aus unregelmäßigen Lagen von gelblich-grünem und hellgrauem, quarzitischem sandigem Material, das von zahllosen schimmelgrünen Fleckchen (Chlorit) durchsetzt wird. Die Schichtung ist sehr undeutlich, der Bruch splitterig-krummschiefrig und die Oberfläche grobknollig und wellig. Das Gestein ist über Tage noch unbekannt und seine Mächtigkeit unerforscht. Im Alexanderstollen steht es beim St. Veits-Blindschacht (siehe Taf. IVa Fig. 1) auf 6 m Länge an und befindet sich dort im Liegendkontakt mit keratophyrähnlichen Tuffmassen, in die es gelegentlich überzugehen scheint.

Kohlen (Graphit), Schiefer (Schwärzschiefer).

Über dem hellen Grobschiefer folgen im allgemeinen kohlige und quarzdurchtrümmerte Schiefer von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe, die meist stark zerknittert, mehrfach metamorph verändert und von zahlreichen fettigglänzenden Gleitflächen durchsetzt sind. Sie bilden in fast allen Bergwerksaufschlüssen das Liegende der Lagerstätte und zeigen deshalb in höheren Horizonten gelegentliche Imprägnationen von Kupfer- und Schwefelkies (vergl. S. 88). Ihre Mächtigkeit scheint von Bewegungswirkungen beherrscht und deshalb häufigem Wechsel unterworfen zu sein. Sie beträgt im „Rothenhanschacht“ beispielsweise 4 m, im „St. Veitsblindschacht“ nahezu 8 m; dabei sind die Schiefer im ersteren durchweg hart, sehr graphitreich und auf Klüften von metallglänzenden anthrazithischen Häuten überzogen; im letzteren dagegen mehr mild und in Wechsellagerung mit kohlenarmem sogen. Lehmschiefer [siehe GÜMBEL (11) S. 275].

Die Hauptbestandteile dieser Gruppe sind neben den kohligen und bituminösen Substanzen Serizit und Quarz, vereinzelt finden sich auch Turmaline sowie winzige Rutilkriställchen, welche noch die Form der ursprünglichen Tonschiefernädelchen besitzen.

Den Kohlenschiefern ähnliche Gesteine mit fein eingesprengtem Schwefelkies (sogen. Alaunschiefer) treten noch am Südwestfuß des Galgenberges zu Tage; doch scheinen diese einer anderen Schichtstufe anzugehören, da sie durchweg dünn-schiefrig und weichblättrig sind.

Phyllitähnlicher Grauschiefer (Graue Glanzschiefer).

Die Schiefer dieser Stufe sind vorwiegend dunkelblaugrau oder schwärzlich und unterscheiden sich von den gewöhnlichen grauen Tonschiefern durch einen starken seidenartigen Glanz auf den Schichtflächen, sowie durch einen griffeligen Zerfall bei weitgehender Zerklüftung. Sie sind vorwiegend dünn-schiefrig und im Querschnitt schuppig verflasert. In den unteren Horizonten zeigen sie gewöhnlich starke Fältelung, während sie nach oben zu mehr ebenflächig erscheinen und dann in der Regel dichte Quarz- und Glimmerbestäubung aufweisen. In den obersten Partien verliert sich der Glanz sowie die Bestäubung meist vollständig und die Gesteine erhalten dann mehr den Charakter der gewöhnlichen grauen Tonschiefer.

Im Dünnschliff sind die Glanzschiefer nicht wesentlich verschieden von den anderen Tonschiefern; es ist nur eine Zunahme der kristallinen Neubildungen, besonders des Serizitgehaltes gegenüber den noch erkennbaren klastischen Bestandteilen festzustellen.

Charakteristisch für die Schiefer dieser Stufe ist ihr Kalkgehalt; man trifft deshalb neben den häufigen Quarzadern auch reichliche Mengen von Kalkspatausscheidungen. In bergmännisch-technischer Beziehung sind die Schiefer als wichtiges Leitgestein zu betrachten, da sie fast immer das Hangende der Erzlagerstätte bilden.

Gute Bergbauaufschlüsse finden sich im „Alexanderstollen“ (s. Taf. VI zwischen Lichtloch IV und Fahr-schacht sowie gegen Stollenort) und im „St. Veitsschacht“, wo die Schiefer 9 m mächtig anstehen (siehe Taf. IV a Fig. 1). An der Oberfläche nehmen sie in einer 200—300 m breiten Zone einen großen Teil der Neufanger Höhe ein; nördlich Oberbirkenhof treten sie inselartig zwischen dioritischen Gesteinen und Chloritschiefern zutage (siehe montan-geologische Karte.)

Graugrüner Tonschiefer und Serizitschiefer.

Die graugrünen Tonschiefer sind von GÜMBEL unter dem gleichen Namen bereits eingehendst beschrieben worden [siehe (11) S. 281 und 394]; es erübrigt sich nur noch zu bemerken, daß sie gelegentlich auch Porphyroide (Serizitschiefer) eingelagert enthalten. Sie sind blaßgelbgrüne, schiefrige Gesteine mit leicht welligen, geripelten und matten Spaltflächen. Unter dem Mikroskop sieht man in einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse von Quarz, etwas Feldspat und Serizit, einzelne eingesprengte Feldspate und Quarze. Makroskopisch lassen sich jedoch diese Einsprenglinge selten erkennen. Im „Rothenbanschacht“ (siehe Taf. IV a Fig. 2) sind die Porphyroide etwa 2 m mächtig und nur schwer von den fast gleichfarbigen Tonschiefern und Quarziten zu unterscheiden. In größerer Ausdehnung treten sie auf dem Leinacker zutage (siehe montan-geologische Karte), wo sie an steilen Rainen auch quarzdurchtrümmerte Felsmassen bilden. Bei der Verwitterung zerfallen sie in plattige Scherben mit weißen Überzügen (Serizitausscheidungen) und sind dadurch auf den Feldern leicht zu erkennen (siehe auch S. 43).

Die Mächtigkeit der graugrünen Tonschiefer scheint infolge der komplizierten tektonischen Verhältnisse recht wechselnd zu sein; im „Rothenhanschacht“ beträgt sie etwa 11 m, im „St. Veitsschacht“ nur 5—6 m (siehe Taf. IV a Fig. 1 und 2).

Haupttonschiefer.

Diese Stufe umfaßt eine Serie von leicht erkennbaren, typischen Gesteinen, wie sie von GÜMBEL [(11) S. 285 und 288] als gelblich-weiße Dachschiefer der tiefsten Silurschichten und als Lederschiefer beschrieben worden sind. ZIMMERMANN¹⁾ rechnet diese Art der Sedimente zum oberen Tonschieferhorizont (S β) des Untersilurs. Sie beherrschen im Grubengebiet die Tagesoberfläche und treten sowohl unverändert wie metamorph auf. Ihre Farben wechseln von blauschwarz, grau, braun, gelb, weißlich, grünlich zu violettrot. Sie sind vorwiegend feinschiefrig, lokal auch dickschiefrig, jedoch meist zu festen Bänken vereinigt. Im übrigen zeigen sie sich vielfach gebogen, gefaltet oder gekröseartig gewunden, gerunzelt und zerklüftet. Stellenweise treten sie aber auch in größeren Partien so ebenschiefrig und dünnspaltend auf, daß sie sich zu Dachschiefer eignen. Es sind auch schon mehrere Schieferbrüche eröffnet gewesen, darunter der von GÜMBEL (11) öfters erwähnte Kupferberger Dachschieferbruch 50 m westlich des „Wasserschachtes“.

Der Haupttonschiefer verwittert gerne in dünnblättrigen Scherben, bildet aber auch anstehenden Fels an den Abhängen und Straßenrändern, wie z. B. am Nordausgang von Kupferberg, an der Dörnhofener Straße und an den Fahrwegen des Schieferberger Hanges. Auf letzteren wechselt er gleichzeitig in scharf begrenzten schmalen Bändern von brauner, grüner und intensiv roter Färbung.

Lederschiefer.

Die graubraune Farbe (Holz- oder Lederbraun) ist beim Haupttonschiefer am häufigsten vertreten. GÜMBEL [(11) S. 275 und 288] hat für diese Abänderung den Namen Lederschiefer vorgeschlagen. Er enthält im Gegensatz zu den andersfarbigen Schiefen viele winzige Kriställchen von Eisenkies und reichliche Mengen von Eisenhydroxyd. Am Kontakt mit Diabas ist er häufig gebleicht und in ein adinol- oder spilitartiges Gestein umgewandelt. Im mikroskopischen Bilde löst sich der feinkörnige Schiefer in ein Gemenge von Quarz und einem glimmerigen Bestandteil auf. Daneben finden sich Kristalle von Rutil und graue, oft farblose, nicht näher zu bestimmende Körnchen.

Roter Atlasschiefer.

In unmittelbarer Nähe des Diabases oder umschlossen von diesem tritt der Haupttonschiefer häufig in violett-roter Färbung mit lebhaftem Atlasglanz auf. Fundstellen im Grubengebiet sind der große Diabassteinbruch an der Hauptstraße, die unmittelbare Umgebung des Straßwirthauses (siehe Karte), das Lichtloch I des „Alexanderstollens“ und der Steinbühl auf der Neufanger Höhe. Nach GÜMBEL [(11) S. 285] ist die intensivrote Farbe durch kleinste rote Staubteilchen und größere unregelmäßige bzw. sechsseitige Blättchen bedingt, die Eisenglanz zu sein scheinen.

Kontaktschiefer am Diabas.

Der graue Haupttonschiefer ist am primären Diabaskontakt meist auf mehrere Meter kieselig verhärtet und zu einer dunklen adinol- oder hornsteinähnlichen Masse umgewandelt, die muschelrig bricht und dickschieferig ist. An den Berührungs-

¹⁾ Erläuterungen zu Blatt Hirschberg a. Saale S. 40 u. 41.

flächen ist die Härte oft derart, daß der Stahl Funken schlägt; doch finden sich auch weichere, sogar erdige Partien mit unklarer Schichtung und gelblich- bis grünlichgrauer Farbe. Der veränderte Schiefer geht oft ohne merklichen Abstoß in die Diabasmasse über und erschwert besonders unter Tage die Feststellung der Grenzen. Im Schorgaststollen (siehe Tafel V) wurde die verhärtete Schiefermasse, die ohne erkennbare Schichtung war und nahezu die gleiche Farbe und Clivage wie der Diabas hatte, auf 3,5 m durchfahren. Weiterhin nahm die Umbildung rasch ab und ging nach 2 m in die gewöhnliche Schiefer-Beschaffenheit über. Weitere Aufschlüsse dieses Kontaktgesteins finden sich im alten Schieferbruch des unteren Komitsch (siehe Karte), ferner an der Westböschung der Hauptstraße im Arnitztal bei der großen Biegung und bei der Kreuzermühle. In die Karte wurden die Kontaktschiefer wegen ihrer geringen Verbreitung nicht aufgenommen.

Kontaktschiefer an granitischem Gestein (Schäckschiefer).

Am Kontakt mit Aplitgängen des Galgenberggranits (siehe 3. Teil dieses Abschnittes) zeigt besonders der grüne Haupttonschiefer helle Flecken oder körnerartige Ausscheidungen (Knoten), die gelegentlich auswittern und dann leere oder mit braunfilzigrosten Rückständen erfüllte Löcher hinterlassen. GÜMBEL hat diesen Kontaktschiefern den Namen Schäckschiefer gegeben. Gute Aufschlüsse von körnerartigem Schäckschiefer (Knotenschiefer) finden sich an der südlichen Straßenböschung des Ostausganges von Kupferberg (siehe Abb. Fig. 5; vgl. auch S. 49).

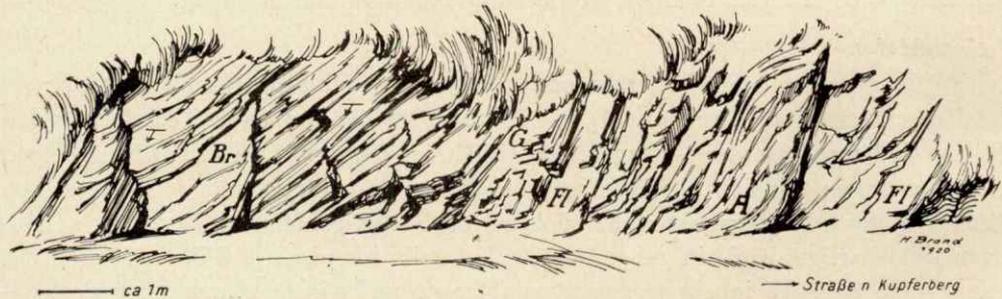


Fig. 5.

Aufschluß am oberen Ortsausgang von Kupferberg.

Br = brauner } Haupttonschiefer; FI = Hellfleckiger Schiefer (Schäckschiefer n. GÜMBEL); A = Aplitartiges Gestein.
G = grauer }

Größere Schäckschieferbezirke sind ferner auf der Neufanger Höhe und im Unterbirkenhofer Talgrund (siehe montan-geolog. Karte). In der Grube sind hellfleckige Varietäten beim Rothenhanschacht und auf weitere Erstreckung im „Alexanderstollen“ (siehe Taf. VI bei Lichtloch II) angeschnitten. — Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein meist außerordentlich reich mit Quarz durchsetzt. Die Hauptmasse besteht im wesentlichen aus einem sehr feinen, filzartigen Gemenge von Quarz, Chlorit und Glimmer. Lamellen von chloritisiertem Glimmer sind selten; dagegen treten häufiger Anreicherungen von serizitischem Glimmer auf. Die hellen Flecken sind offenbar die glimmerfreien Partien.

Ausführliche Beschreibungen und Analysen dieser eigenartigen Schiefer finden sich in GÜMBELS „Fichtelgebirge“ (11, S. 276, 291 u. 292); genauere mikroskopische Untersuchungen sind von M. SCHUSTER ausgeführt und in KOHLERS Arbeit (22, S. 47) veröffentlicht worden.

Kieselschiefer (Lydit).

Die Diabase und oberen Haupttonschiefer enthalten mitunter schmale Streifen von Kieselschiefer eingelagert, die tiefdunkelgraue bis schwarze, stark bituminöse, splittig-spaltende und stets quarzdurchtrümmerte Gesteine darstellen. Graptolithen konnten bisher nur in den Lyditen des Guttenberger Grundes festgestellt werden. Die besten Aufschlüsse dieses Gesteins befinden sich an der Dörnhofer Straße beim Wegedreieck am Südfuß des Galgenberges (siehe Karte).

Braune sandige Schiefer.

Auf dem Görlitzanger, am Fahrshacht und auf der Wurmlente folgen im Anschluß an die Haupttonschiefer gelbbraune, sandige Schiefer und quarzitisches Sandsteine mit Glimmerbestäubung auf den Schichtflächen. — Im Kontaktbereich des Galgenberggranits sind diese strichweise von dunklen Knötchen und Flecken durchsetzt. Charakteristisch für diese Stufe ist ihre ausgezeichnete Klüftung nach mehreren immer wiederkehrenden Richtungen. Vorherrschend ist jene, die zwischen $345-360^{\circ}$ streicht und unter $50-60^{\circ}$ fällt, deren Ebene also annähernd in der Resultante aus varistischem und herzynischem Streichen liegt.

Lokal finden sich am Diabaskontakt dieser Schiefer Streifen von thuringitartigen Eisenerzen und limonitischen Verwitterungsprodukten. In die Karte sind die Schiefer wegen ihres verbreiteten Vorkommens als eigener Horizont eingetragen.

2. Paläovulkanische Eruptivgesteine.

Die Tonschiefer werden häufig von Diabasmassen und keratophyrartigen Gesteinen durchsetzt, die gegen den Gebirgsrand hin derart an Ausdehnung gewinnen, daß sie dem geologischen Bild und damit der Landschaft ein eigenartiges Gepräge verleihen. Sie treten entweder gang-, lager- oder deckenförmig auf und können nach ihren tektonischen sowie ihren petrographischen Verhältnissen als „paläovulkanisch“ zusammengefaßt werden. Eine allgemeine Beschreibung der meisten hier angebotenen Gesteine wurde von GÜMBEL (8) in seiner 1874 erschienenen Abhandlung „Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges“ herausgegeben und später durch weitere Feststellungen in der „Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges“ (11) ergänzt. Auch PELIKAN (15), M. WEBER (21), RIMANN (18) und STERN (23) haben noch wertvolle Beiträge zur Kenntnis dieser Gesteine geliefert. Es soll deshalb die Beschreibung unter Hinweis auf diese Arbeiten möglichst kurz gehalten und auf folgende Einzelgruppen beschränkt werden:

1. Dichter und feinkörniger Diabas.
 - a) Normal.
 - b) Blasig struiert (Diabasmandelstein).
 - c) Porphyrisch ausgebildet (Diabasporphyr).
 - d) Schieferig.
2. Grobkörniger Diabas.
3. Keratophyr.
4. Tuffe (Schalsteine).

Dichter und feinkörniger Diabas.

Die dichten und feinkörnigen Diabase einschließlich ihrer porphyrischen Ausbildungen haben im Untersuchungsgebiet die weiteste Verbreitung. Sie bilden mächtige Massen am Steilrand des Gebirges, nehmen auch einen ansehnlichen Teil der Hochfläche ein und sind in den Tälern des Arnitz- und Buchleitenbaches freigelegt.

Dichter Diabas (Diabasaphanit); (Spilit).

Gute Aufschlüsse des dichten Diabases finden sich am Fuße des Gebirgsabfalles im „Schorgaststollen“ (siehe Karte und Tafel V), ferner im Arnitztal beim Ludwigschorgaster Steinbruch (neben körnigem Diabas) und in den beiden aufgelassenen Brüchen an der neuen Straße bzw. am unteren Schotterwerk (siehe Karte). Im Buchleiental bildet er steile Talwände und umfaßt außerdem in einem Kranz von hochragenden Felsmauern die Neufanger Höhe. Ein weiterer Zug von sehr dichtem Diabas, allerdings auch mit Einsprenglingen durchsetzt, läßt sich vom Komitsch über den Wurmberg zur Wurmleite verfolgen. Erwähnenswert ist ferner noch ein den Schieferschichten parallel eingelagerter Gang von auffällig dichtem, am Salband mandelführenden Diabas, der von der Dörnhofer Straße am Fuße des Galgenberges mit geringen Unterbrechungen in nordwestlicher Richtung gegen das Straßwirthshaus zieht und an der großen Böschung der Hauptstraße gut aufgeschlossen ist.

Im allgemeinen ist der dichte Diabas (Spilit) grünlichgrau, violett oder schwarzgrau, von feinstem Korn, oft völlig frei von Einsprenglingen und stellenweise durchsetzt von zahlreichen Poren (Mandeln). Letztere sind nicht selten von dichtem Chlorit oder Kalkspat erfüllt. Der Bruch ist splitterig-kugelig und die Oberfläche meist mit einer zähen, ockerigen Zersetzungsrinde überzogen. Bei intensiver Verwitterung zerfällt er in rundliche oder polyedrische Stücke (selten Blöcke) und bildet dann an den Talhängen oft mehrere Meter mächtige Schutt- und Blockhalden. — Im mikroskopischen Bilde sieht man viel frische, häufig gefranste Feldspatleistchen, die wirt durcheinander liegen oder leicht angedeutete Fluidalstruktur aufweisen. In den Zwischenräumen erkennt man Chlorit nach Augit oder kristallinisch gewordenes Glas; bei manchen Schliffen ist die Grundmasse mit grauen, staubartigen Partikeln durchsetzt, die vielleicht Anfänge augitischer Bildung sind; bei anderen ist sie in grünliche, chloritische Substanz umgewandelt.

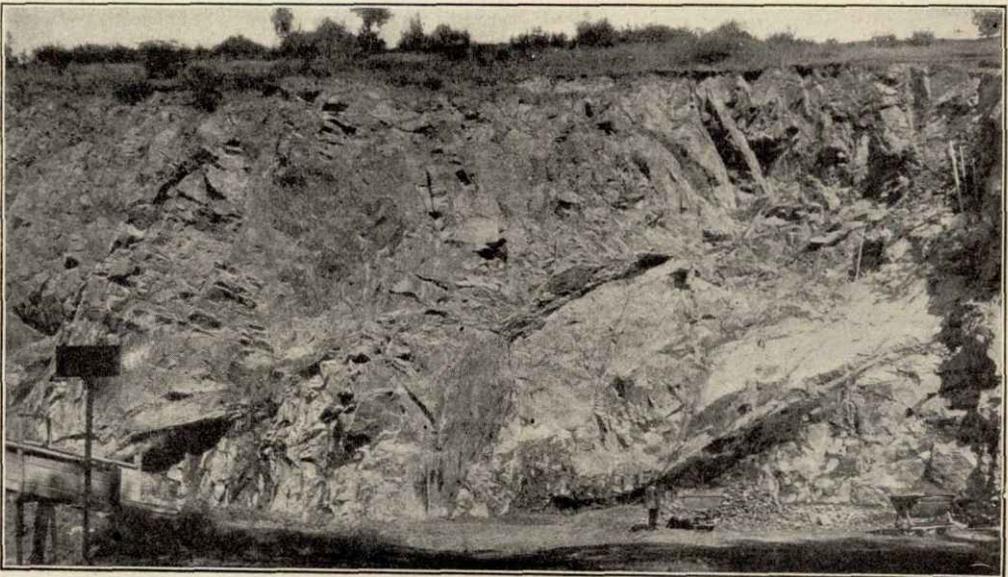


Fig. 6.

„Großer Steinbruch“ bei Kupferberg.
(Aufschluß von vorwiegend feinkörnigem Diabas.)

Feinkörniger Diabas.

Der feinkörnige Diabas findet sich meist ohne scharfe Abgrenzung den aphanitischen Diabasen zwischengeschaltet. Er tritt ebenso wie diese an den Talhängen des Arnitz- und Buchleitenbaches sowie in der Wildbachrinne am Wurmberg in größeren Felspartien zu Tage. Sehr schön aufgeschlossen ist der im „Großen Steinbruch“ an der Hauptstraße 400 m südwestlich Kupferburg (siehe Karte u. Fig. 6), wo er von zahlreichen Schubflächen durchzogen ist und starke, unregelmäßige Zerklüftung zeigt.

Er stellt ein Gestein von ziemlich regelmäßiger Struktur dar, das meist stark verwittert und in unregelmäßige Blöcke zerfällt. Als Bestandteile sind die Feldspäte und Augite mit dem bloßen Auge gewöhnlich gut zu erkennen. Im Schliff zeigt sich der Feldspat in Form unregelmäßig gelagerter Plagioklasleisten, selten findet sich etwas Orthoklas. Die Zwischenräume der Leisten sind von Augit, Titan-eisen und manchmal auch von Apatit erfüllt; daneben ist eingesprengter Schwefelkies nicht selten. Als sekundäre Umsatz- oder Verwitterungsprodukte erscheinen: Chlorit, Epidot, Leukoxen, Magnetit, Kalkspat und Quarz.

Diabasmandelstein.

Die dichten und feinkörnigen Diabase sind, wie bereits erwähnt, strichweise von dichten Blasenräumen (Mandeln) durchsetzt, die zum Teil mit grünem Chlorit oder weißem Kalkspat, manchmal auch mit beiden Mineralien erfüllt sind. An der Oberfläche sind die Blasen durch Auswitterung der Füllmassen häufig wieder leer geworden und geben dann dem Gestein ein wurmstichiges, zellwackiges Aussehen, ähnlich den Basaltwacken oder rezenten Laven. Ausgedehnte Mandelsteinkomplexe sind auf dem vorderen und hinteren Schieferberg, auf der Wurmleite und auf dem bereits erwähnten lagergangartigen Zug zwischen Galgenberg und Straßwirthshaus festgestellt worden. Kleine Partien finden sich auch in Verbindung mit tuffartigen Gesteinen bei der Kreuzermühle.

Diabasporphyrite.

Neben den Mandelsteinbildungen, vielfach gleichzeitig mit diesen, treten in den dichten und feinkörnigen Diabasmassen sehr häufig porphyrisch eingesprengte Augit- und Feldspatkristalle von mehreren Millimetern Größe auf. Man kann demnach diese Diabase in Augit- und Feldspatporphyrite scheiden. Erstere sind überaus häufig im Gebiet der Buchleite, des Wurmberges, der Wurmleite, der Kreuzermühle (siehe Fig. 7) und des Leinackers; letztere dagegen sind bisher nur an einigen Stellen der vorderen Wurmleite vorgefunden worden. Die Diabasporphyrite sind meist stärker zersetzt als die Diabase; sie zerfallen dabei in unregelmäßige Blöcke, in grobkörnigen Grus und schließlich in rotbraune Erde. In beiliegender montan-geologischer Übersichtskarte sind die Fundstellen der Diabasporphyrite durch besondere Signaturen angedeutet; eine genaue Abgrenzung der einzelnen Komplexe gegeneinander ist bei der Kürze der Zeit nicht möglich gewesen und soll in einer späteren rein petrographischen Bearbeitung versucht werden.

Augitporphyrit.

Die Augitporphyrite lassen unter dem Mikroskop eine überaus glasreiche, meist chloritisierte und mandeldurchsetzte Grundmasse erkennen, in der divergent angeordnete Feldspatleisten mit eingeschlossenen, nicht ophitisch verwachsenen Augitkörnchen ruhen. Neben diesen Körnern zeigen sich größere Augiteinsprenglinge (magmatisch korrodiert) mit rundlicher, elliptischer oder unsymmetrischer Be-

grenzung. Zwischen beiden bestehen häufig Übergänge. Hie und da trifft man auch Einschlüsse eines Feldspatglasfilzes (pilotaxitischen Gemenges von Feldspat und chloritisiertem Glase).

Feldspatporphyrit.

In einem Schriff von Feldspatporphyrit fanden sich neben den Kristallen in porphyrischer Ausbildung massenhafte farblose Leisten von Plagioklas und rötlich-graue durchsichtige Augite in wohlausgebildeten Kristallen, ferner viel Chlorit als Zersetzungsprodukt. Die Zwischenräume sind durch eine stark entglaste Glasmasse von brauner oder grauer Farbe erfüllt.

Bezüglich der Verbreitung der Porphyrite sei noch darauf hingewiesen, daß die dichten aphanitischen Varietäten vorherrschen; sie gehen häufig in mehr oder weniger körnige Porphyrite über. In den tieferen Partien sind die Einsprenglinge und das Korn meist größer und schärfer entwickelt als in den oberen und randlichen Zonen, wo infolge rascher Abkühlung die feine und dichte Ausbildung zustande kam. Die überaus häufige Mandelsteinstruktur läßt auf gasreiche Varietäten der Diabasporphyrite und auf Oberflächenergüsse schließen.

Diabasschiefer.

In den Randzonen der dichten Diabaskomplexe treten an mehreren Stellen auch Gesteine auf, die anscheinend durch Druck molekular umgewandelt und dabei schiefrig geworden sind. Das schönste Vorkommen dieser Art ist am Osthang des Buchleitenbaches zirka 150 m nördlich der Einmündung des westlichen Quellbächleins.

Die Feldspäte und augitischen Gemengteile dieses Gesteins erweisen sich im Mikroskop vollkommen chloritisiert. Ophitische Struktur erscheint nur andeutungsweise; die Feldspatleisten sind sehr schmal und locker angeordnet.

Grobkörniger Diabas.

Neben den großen Massen von dichtem und feinkörnigem Diabas trifft man auch vereinzelt kleine Gänge oder Lager von grobkörnigen Varietäten. Zwei schön aufgeschlossene Vorkommen dieser Art finden sich im „Alexanderstollen“ beim Mundloch bzw. in der Nähe des Luftschachtes IV (siehe Taf. VI). Sie setzen im Schiefer auf und sind durchgreifend gelagert, wobei eine Dislokation der zunächst gelagerten, steil aufgerichteten Schichten zu bemerken ist. Die Mächtigkeit dieser Lagergänge schwankt zwischen 10—15 m. Sie haben die Schiefer im Kontakt zu Adinol und spilositartig getupften Gesteinen umgewandelt und damit ihre intrusive Aktivität erwiesen.

Sehr grobkörnige Diabase treten übrigens auch im Gebiete des dichten und feinkörnigen Diabases am Wurmberg, beim Frühmeßhof, und im Kreuzermühlsteinbruch (siehe Fig. 7) zu Tage. Sie haben diese Massen gangartig durchbrochen und charakterisieren sich damit als jüngere Intrusivgesteine.

Die Hauptgemengteile der grobkörnigen Diabase zeigen nicht immer gleichen Verband und gleiches Mengenverhältnis, ebenso sind Korngröße und Farbentönung sehr verschieden. Im allgemeinen herrscht die gabbroidische Struktur vor. Die Feldspäte sind meist gedrungen und umhüllen oder durchschneiden in wirrstrahliger Anordnung die Augite, die nicht selten auch selbständige Form annehmen. Die Größe der Feldspäte ist sehr unterschiedlich, doch selten unter 3 mm. Im großen Steinbruch an der Hauptstraße (siehe Fig. 6) wurde 1920 ein Gang von grobkörnigem

Diabas angeschossen, der noch ziemlich frische Feldspatleisten von 15—20 mm Länge aufwies.

Was nun das mikroskopische Bild betrifft, so zeigen die langleistigen Feldspäte der grobkörnigen Diabase meist mehrfache Lamellierung und häufige Zersetzung bzw. Verfärbung durch eingedrungenen Chlorit. Die Zwischenklemmungsmasse bildet ein von Titanitwäzchen durchsetztes Augitmosaik, das stellenweise vollständig chloritisiert ist. An Akzessorien beobachtet man Zirkon, Biotit und stellenweise Hornblende, aber auch Erze, besonders primären, mit Feldspat durchwachsenen Pyrit.

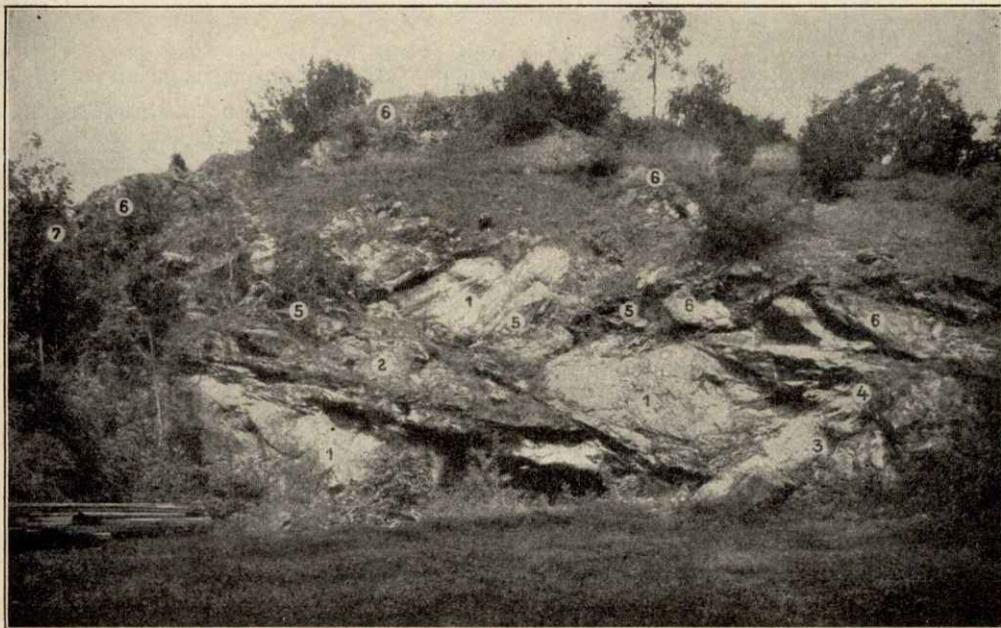


Fig. 7.

Alter Steinbruch bei der Kreuzermühle.

1. Feinkörniger Diabas mit Zertrümmerungen und hornsteinartigen Zwischenlagen in der Nähe der Schubklüfte.
2. Desgleichen, stark zerklüftet, gepreßt und zerbrochen.
3. Augitporphyr mit zwischengeschaltetem dichtem Diabas und stellenweiser reichlicher Kalkspatdurchhäderung.
4. Dichter Diabas, vielfach stark zerklüftet.
5. Brauner Schiefer (Lederschiefer), verquetscht und teilweise kieselig verhärtet.
6. Keratophyr.
7. Grobkörniger Diabas (proterobasartig).

Keratophyre.

Häufig vergesellschaftet mit den grobkörnigen Diabasgängen finden sich noch lagergangartige Massen eines hellgrauen dichten Eruptivgesteins, das GÜMBEL Keratophyr genannt hat. Es überlagert oder durchbricht meist gemeinsam mit dem grobkörnigen Diabas die großen Komplexe der dichten und feinkörnigen Diabasvarietäten, tritt aber auch gesondert zwischen den Schiefnern auf und bildet gelegentlich effusive Lager und Decken mit oft ansehnlichen Tuffmassen.

Den schönsten Tagesaufschluß dieses eigenartigen Gesteins stellt der Kreuzermühlsteinbruch dar (siehe Fig. 7); kurz-elliptische Ausstriche und schmale Streifen finden sich noch auf dem Frühmeßhof, an einzelnen Stellen des Steilrandes und beim „Martinsstollen“.

Bemerkenswert ist auch ein kurzes Gangstück von keratophyrähnlichem Gestein, das gegen Westen hin in Wechsellagerung mit Porphyroiden tritt. Es begleitet den Diabasmandelsteinzug Galgenberg-Straßwirthshaus längs der Dörnhofer Straße (siehe Karte) und ist durch Granit-Kontakt wesentlich verändert.

Unter Tage sind Keratophyre und Keratophyrtuffe, oft zusammen mit Vitrophyren, auf größere Strecken hin vom „Alexanderstollen“ (siehe Taf. VI zwischen Mundloch und Lichtloch I sowie zwischen Lichtloch III und IV) durchfahren worden.

Die Struktur und mineralogische Zusammensetzung der Keratophyre ist im Grubengebiet überaus wechselvoll. Man findet körnige, dichte und porphyrische Gesteine mit reichlichen, aber auch wieder spärlichen Orthoklaskristallen, mit viel Quarz oder gar keinem. In der Grundmasse ist meist Augit, aber häufig auch Hornblende, Biotit oder Titaneisen.

Unter dem Mikroskop zeigen sich neben vereinzelt Plagioklasleisten meist hypidiomorph-körnige, zweifach lamellierte schartige Feldspate mit gedrungenen Formen und fleckigen Interferenzfarben. Zwischen diesen vorwiegend fluidal angeordneten Feldspaten treten in kleinen Körnchen die dunklen Gemengteile, ebenso auch Quarz auf.

Vitrophyre (Glaskeratophyre).

Die vitrophyrischen Keratophyre sind durch verkleinerte Feldspate in trachytischer Fluidalstruktur und durch reichliche Glasbasis gekennzeichnet. Die porphyrischen Varietäten enthalten gewöhnlich Einsprenglinge von Anorthoklas oder Mikroperthit.

Tuffe und Schalsteine.

Ein großer Teil der Diabase und Keratophyre ist gelegentlich mit Tuffen verbunden oder von ausgedehnten, oft recht mächtigen Schalsteinen begleitet.

Diabastuffe.

Die gewöhnlichen Diabastuffe sind feinerdige bis grobkörnige, hartverkittete, aber auch sandig zerfallende Sedimente, die in frischem Zustande graugrünes, in der Zersetzung bräunliches Aussehen haben. Im Schliff stellen sie ein Gemenge von Diabasteilchen und tonigen Materialien dar. — Zuweilen treten auch lauchgrüne und graue, schiefrig abgesonderte Diabase auf, bei denen noch die Frage offen ist, ob feinste Tuffe, druckgeschieferte Gesteine oder beide zusammen vorliegen. (Tuffoide nach MÜGGE¹⁾.)

Ausgesprochene Diabastuffe sind bisher auf dem vorderen Schieferberg, auf dem Wurmberg und bei der Kreuzermühle festgestellt worden (siehe montan-geologische Karte). — Auf dem Wurmberg sind sie sehr hart und stark von aplitartigen Quarzgängen durchschwärmt; bei der Kreuzermühle zeigen sie sich dagegen sehr locker gelagert und mit regelmäßig ausgebildeten, zersetzten, leicht auslösbaren Augitkristallen verkittet. Gegen die Ortschaft Kupferberg zu enthalten diese **Kristalltuffe** noch vulkanische Lockerprodukte geringer Größe (Lapilli) eingelagert.

Keratophyrtuffe.

Tuffe, die sich auf keratophyrähnliche Gesteine zurückführen lassen, sind bisher nur auf wenige Meter im „Alexanderstollen“ kurz vor dem ersten Knick (siehe Taf. V von 125—130 m) festgestellt worden. Im Mikroskop lösen sie sich in

¹⁾ O. MÜGGE, Untersuchung über Lenneporphyre in Westfalen. N. Jahrb. f. Min. 1893.

Tonschieferpartikelchen und in vitrophyrische, fluidale Eruptivgesteinsteilchen mit vererzten bzw. chloritisierten Massen auf. Das Ganze wird von feldspatreichen Aplitschnüren mit Pyrit und Kupferkies, ferner von Kalkspat und Limonit durchsetzt.

Schalsteine.

Die von Diabas abhängigen, mit Tonschiefer und Kalksedimenten vermischten Schichtgebilde, die sogen. Schalsteine wie auch Keratophyrtuffmassen in ähnlicher Zusammensetzung, die wohl am besten Keratophyrschalsteine genannt werden, sind in größerer Ausdehnung nur im „Alexanderstollen“ (siehe Taf. VI), im „St. Veits-“ und im „Rothenhanschacht“ (siehe Taf. IV a) anzutreffen. Sie finden sich mit Eruptivgesteinen vergesellschaftet, aber auch isoliert zwischen Schiefer und sehr häufig als Gangmasse in den Erzlagerstätten. An der Oberfläche konnten schalsteinartige Schiefer im Arnitztal an der neuen Straße und bei der Kreuzermühle, ferner talkartige Schalsteine am Wege von Unterbirkenhof nach Kupferberg bei der ersten großen Krümmung festgestellt werden.

Porphyroide.

Auch die am Lainacker auftretenden Porphyroide (siehe Karte), die bereits bei den Schiefen erwähnt worden sind, können als schalsteinartige Gebilde (Keratophyrschalsteine) hierher gerechnet werden.

Die Hauptbestandteile der Diabas- und Keratophyrschalsteine sind aller kleinste Diabas- bzw. Keratophyrteilchen und sedimentäre Kalk- und Tonmaterialien, ferner chloritische Substanzen, die aus der Zersetzung der Augite hervorgegangen sind.

Blattersteine.

Mitunter trifft man auch Schalsteine mit Kalkmandeln (siehe Taf. VI Alex. Stollen zwischen Mundloch und Lichtloch I sowie Stollenort), die beim Auswittern löcherig werden und sogen. Blattersteine bilden, wie nordöstlich des „Rothenhanschachtes“.

Die wechselnde mineralogische Beschaffenheit der Schalsteine bietet eine so große Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung, daß sich darüber allein für das Grubengebiet eine eigne Arbeit lohnen würde, um so mehr als Keratophyrschalsteine und -tuffe meines Wissens in der Literatur überhaupt nicht erwähnt worden sind, also unbekannt sein dürften.

3. Gesteine, die der „Münchberger Gneismasse“ zugehören.

Vorbemerkungen.

Die dem Grubengebiet nördlich vorgelagerten Randteile der „Münchberger Gneismasse“ scheinen von eugranitischen Tiefengesteinen in größerer Ausdehnung unterteuft zu sein; dafür sprechen vor allem einige zu Tage tretende Intrusionen solcher Gesteine, die ursprünglich unter der Schieferhülle erstarrt und erst später durch die Abtragung freigelegt worden sind; ferner die durch sie hervorgerufenen eigenartigen Umwandlungen der hangenden Schiefer. In der Verteilung bilden die saueren Gesteinsvarietäten anscheinend mehr die zentrale Hauptmasse, während die kieselsäurearmen Modifikationen die Randzone einnehmen. Für das Untersuchungsgebiet selbst kommen von den saueren Gesteinen der bereits erwähnte Galgenberg-Granit in Frage, von den basischeren Randgebilden die dioritischen Gesteine des südöstlichen Galgenbergfußes. Der kleine, aber sehr interessante Eruptivgneisstock vom Steinberg, dessen randliche Schiefer noch zum Teile den Norden der Karte einnehmen, konnte nicht mehr in die Abhandlung einbezogen werden.

Galgenberg-Granit.

Der Granit des Galgenberges tritt in Form einer kleinen OSO.—WNW. gerichteten Ellipse auf dem Gipfel der Anhöhe zu Tage. Er ist an der Oberfläche in Blöcke und Grus zerfallen und steht erst in 4—5 m Tiefe als stark zertrümmerter Fels an. Im allgemeinen bildet er ein hellgraues, selten rötliches Gestein, das ein grobkörniges Gemenge von vorherrschendem Orthoklas, viel hellgrauem Quarz in großen Körnern, von dunkelbraunem Biotit und etwas silberglänzendem Muskovit darstellt. In den randlichen Teilen, besonders am Schieferkontakt, finden sich häufig sehr große Orthoklasausscheidungen, die dem Gestein eine eigenartige, mitunter „porphyrische“ Struktur verleihen. Letztere Beobachtung läßt sich auch an dem vorerwähnten Eruptivstock des Steinbergs machen, wo die granitische Masse gleichzeitig eine gneisartig fluidale oder flaserige Struktur annimmt. Die chemische Analyse des Kerngranits hat einen Gehalt von 70—75% Kieselsäure, von 5,8—7,7% Alkalien und von 0,3—1,5% Kalk ergeben; das spez. Gewicht ist zu 2,6 bestimmt worden. — Im Dünnschliff beobachtet man große Feldspatkomplexe (meist Orthoklase) mit randlichen Zersetzungserscheinungen (Schüppchenbildung), ferner reichlich Quarz und rubellanartige Biotite, die teilweise in Chloritumsetzung begriffen sind. Vereinzelt findet sich auch frischer Muskovit. In den Zwickelausfüllungen zeigt der Orthoklas hie und da mit dem Quarz granophyrische Verwachsung. Nicht selten sind die Feldspäte und Quarze zertrümmert und durch sekundären Quarz wieder ausgeheilt. Stellenweise sind die Gemengteile von Chlorit als Zersetzungsprodukt überwuchert.

Aplite.

Die granitische Tiefengesteinsmasse ist anscheinend noch von gangförmigen Magmanachschieben begleitet worden, welche die benachbarten kristallinen und normalen Schiefer bis zum westlichen Gebirgsrande hin massenweise durchschwärmen. Sie sind vorzugsweise Aplite, die mit der Entfernung vom Eruptionsherd an Feldspatgehalt abnehmen und in ihren feinsten Ausläufern nur noch aus Quarz bestehen. Daß es sich dabei meist um Apophysen aus dem Gangfolge des Granits handelt, also um jüngere aplitische Gänge, beweist der Umstand, daß sie nicht nur die Schiefer, sondern auch gelegentlich den Granit selbst durchsetzen. Für die außerordentliche Dünflüssigkeit dieses Spaltungsmagmas spricht die Tatsache, daß es sich seitwärts der Hauptäste bis in die allerkleinsten Spalten und Hohlräume ergossen hat. Zum Teil mag es sich aber auch um Ausscheidungen aus Dämpfen und wässerigen Lösungen handeln, die als postvulkanische Wirkungen aus dem Granitherd aufgestiegen sind. Unter dem Mikroskop sind die Aplite der näheren Granitumgebung Gemenge von vorherrschend Quarz und Feldspat mit mikrogranitischer, jedoch nicht granophyrischer Verwachsung. In der Grundmasse ähneln sie den Alsbachiten des Schwarzwaldes. Dunkle Silikatgemengteile fehlen völlig.

Die aplitischen Gängchen der weiteren Umgebung stellen teils Gängchen von reinem Quarz vor, die Pflasterstruktur aufweisen oder mit verzahnter Struktur buchtig ineinander verkeilt sind. Man könnte sie für Quarzgangbildungen betrachten, die aus wässerigen Lösungen entstanden sind, wenn sich nicht zwischen den Quarzkörnern gelegentlich ein frischer, meist zwillingsgestreifter Feldspat einstellen würde. Die Bedeutung der Aplite für die Entstehung der Erzlagerstätten und die metamorphe Veränderung der Schiefer soll in den diesbezüglichen Kapiteln eingehender gewürdigt werden. Es möge nur noch Erwähnung finden, daß die Aplite nach der Tiefe an

Häufigkeit zunehmen. Dies bestätigen nicht nur die Grubenaufschlüsse in der näheren Granitumgebung („Rothenhan“- und „St. Veitsschacht“), sondern auch solche in weiterer Entfernung davon. Im unteren „Alexanderstollen“ sind beispielsweise Schichtpartien durchfahren worden, die von Aplitgängen und eruptiven Quarznestern überfüllt sind.

Die Durchlässigkeit der verschiedenen Schieferarten ist eben sehr wechselnd und steht in innigster Beziehung zu den jeweiligen tektonischen Verhältnissen. Auffällig ist die Tatsache, daß die Aplite an den Diabasen abstoßen oder diese nur spurenhaf durchdringen. Es hängt dies zweifellos mit der zähen und dichten Beschaffenheit des Gesteins zusammen. Nur dort, wo geringmächtige Diabasgänge in stärkerer Zertrümmerung — wie beispielsweise im „Alexanderstollen“ — auftreten, finden sich auch die Aplite in größerer Ausdehnung vor.

Dioritgesteine.

Neben dem Granit treten am südöstlichen Rand unseres „Gneisgebietes“ auch größere Massen von dioritischen Gesteinen zutage, die als Randfazies des Galgenberggranites aufgefaßt werden können. Ein gewisser Zusammenhang mit dem Granit spricht sich auch morphologisch durch einen am Galgenberg angelegten, zungenartig gegen Südosten vorgreifenden Flachabhang mit Rückfallkuppe aus. Die Kernmasse dieser Gesteine ist mittelkörnig und enthält vorwiegend weiße Plagioklase. Die dunklen Bestandteile bestehen aus schwarzgrüner Hornblende, die in kurzen Säulchen ohne Endflächen sowie in Körnern auftritt. Akzessorisch finden sich Quarz und Zirkon.

Nach außen hin zeigt sich eine allmähliche Anreicherung der dunklen Gemengteile, das Gestein wird dabei feinkörnig-schieferig und bildet damit Übergänge zum Hornblendegneis und Hornblendeschiefer.

Die Kernmasse der Diorite sowie die eben erwähnten Randzonen waren durch einen alten Wasserstollen aufgeschlossen, der von Berghauptmann KROPP im 17. Jahrhundert begonnen und wegen Gesteinhärte wieder aufgelassen wurde. Leider mußte der im Herbst 1919 neuaufgewältigte Aufschluß auf Antrag der Besitzer wieder zugefüllt werden. Die im Stollen genommenen Ritzproben sollen in einer späteren Arbeit eingehender beschrieben werden. Hier sei nur eine kurze Zusammenfassung der mikroskopischen Analysen gegeben, die sich auf die Gesteine der äußersten Randzone beziehen.

Diese Gesteine sind meist mylonitisiert und enthalten außerordentlich viel Hornblende, die den Feldspat (Plagioklas, besonders Oligoklas) häufig verdrängt oder durchsetzt und zur Herausbildung von Hornblendefels führt. Bezeichnend für den mylonitischen Charakter ist der Umstand, daß die Hornblende selten Kristalle bildet, sondern meist ungeformte Körner, die dicht nebeneinander geschmiegt, zum Teil zerbrochen und in Grus aufgelöst sind. Die spärlichen Zwischenräume werden von Feldspat in unlamellierten zahnartig miteinander verwachsenen Körnern ausgefüllt.

An Nebenbestandteilen tritt etwas Epidot, dagegen sehr häufig Zirkon in Prismen und bestaubten weizenartigen Körnern auf. Das Ganze ist vielfach von aplitischen Schnürchen durchzogen.

Die kristallinen Schiefer als metamorphe Erscheinung im Umkreis der granitischen Tiefengesteine.

Der Komplex von kristallinen Schiefen, der bisher als die eigentliche „Gneismasse“ der Münchberger Platte bezeichnet worden ist, hat schon die verschiedenartigste Deutung erfahren. FR. HOFMANN (3) nahm eine Metamorphose der Ton-

schiefer durch die Granite des nahen Fichtelgebirges an; FR. NAUMANN (5 und 6) ging noch weiter und sprach sich in seiner Polemik gegen GÜMBEL für eine eruptive Bildung aus, deren Material erst nach der Kulmformation an die Oberfläche gelangte.

GÜMBEL (4, 7, 8, 11 und 13) dagegen hielt den Münchberger Gneis auf Grund seiner eingehenden Untersuchungen und Aufnahmearbeiten für das älteste System dieser Gegend, für einen Teil seiner „Herzynischen Gneisformation“, die bei der Auffaltung des Gebirges nach der Kulmzeit heraufgeschoben und später von Granit durchsetzt wurde. Der Granit hat dabei die Hülle nicht oder nur ausnahmsweise durchbrochen, so daß das auflagernde Schiefergestein als eine geschlossene, weit gespannte Gesteinsdecke sich erhalten konnte. Späterhin stellte JOH. LEHMANN gelegentlich der Untersuchung des sächsischen Granulitgebirges Vergleiche mit dem Münchberger Gneisgebiet an und fand dort analoge Verhältnisse vor. Auch LEPSIUS (20) schloß sich dieser Auffassung in der Hauptsache an, indem er die Gneisplatte, ebenso wie die Granulitlinse als einen Granitlakkolithen betrachtete, der von assimiliertem und kontaktmetamorphem Schiefermaterial umgeben ist. Den häufigen Wechsel der Gesteinsarten innerhalb des Gebietes bringt er in Abhängigkeit mit der verschiedenen Zusammensetzung, der vor der Granitintrusion im Schiefergebirge vorhandenen Sediment- und Eruptivgesteine (Diabase, Schalsteine, Gabbros usw.). Eine wertvolle Grundlage für diese genetischen Entwicklungen fand LEPSIUS in der überaus exakten Untersuchung der Münchberger Eklogite durch E. DÜLL (16), der diese Gebilde als kontaktmetamorphe Tiefengesteine, zumeist umgewandelte Gabbros und den Gneis als vorwiegend granitische Eruptivmasse erkannte. Die neueste Arbeit über die Münchberger Gneismasse stammt von KOHLER (22), der sich allerdings nur auf flüchtige Begehungen des umfangreichen Gebietes stützen konnte, aber infolge moderner petrographischer Betrachtungsweise trotzdem einen wertvollen Beitrag zur Lösung des Münchberger Gneisproblems lieferte. Nach ihm ist der Gneis eine granitische Intrusivmasse, die von einem Kranz von Kontaktgesteinen umgeben ist und eine Menge von ehemals schichtigen und eruptiven bzw. intrusiven Gebilden einschließt, die — wie E. DÜLL gezeigt hat — teils resorbiert, injiziert und kristallinisch verändert wurden. Aus dem Einfallen der nördlich und südlich vorgelagerten Schichtgesteine unter die Gneismasse schließt er auf das Vorhandensein eines abgetragenen Lakkolithen, von dem nur noch die untere Schale erhalten ist. Die Ergebnisse KOHLERS decken sich mit Ausnahme der letzten Deutung im wesentlichen mit jenen von CREDNER¹⁾ im sächsischen Granulitgebirge.

Gehen wir nun von diesen allgemeinen Betrachtungen über die bisherige Beurteilung der genetischen Bedingungen des Münchberger Gneisgebietes auf die näheren Verhältnisse seines Südwestrandes im Kupferberger Grubenrevier über, so zeigt sich, daß die Auffassungen von DÜLL, LEPSIUS und KOHLER, zum größten Teile ihre Bestätigung finden. Wir haben, ähnlich wie im Granulitgebirge, die vorbeschriebenen granitischen Tiefengesteine vor uns, die teilweise zweifellos eine Kontaktmetamorphose auf die sie umhüllenden Schichtmassen ausgeübt haben, welche sich vorzugsweise durch eine Injizierung der Schiefer (Metagneisbildung) und eine Abnahme der Kristallinität des Schichtmantels (Kontaktthof) nach oben und außen hin äußert.

Die südwestliche Kontaktzone.

Bei der Neuaufnahme des Gebietes mußte wegen der Möglichkeit eines genetischen Zusammenhanges der Kontakterscheinungen mit den benachbarten Erz-

¹⁾ W. CREDNER, Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Leipzig 1906.

vorkommen eine eingehende Untersuchung der Gesteine des südwestlichen Kontaktbereiches angestrebt werden. Bei dem Fehlen jeglicher Aufschlüsse wurden zu diesem Zwecke tiefe Schurfzüge vom Granit des Galgenberges in südwestlicher Richtung quer durch das kristalline und normale Schiefergebiet hindurch bis zur jenseitigen Diabasgrenze angelegt und ihnen 27 Proben zur Bearbeitung entnommen. Die Untersuchung dieser Proben, deren mikroskopische Einzelanalyse einer späteren Arbeit vorenthalten bleiben soll, hat zu folgenden Hauptergebnissen geführt.

a) Probe 1 zeigt den Granit selbst, wie er bereits eingangs näher beschrieben und analysiert wurde.

b) Die Proben 2—4 sind einem 95 m breiten Streifen von graugrünlichem bis gelblichem Glimmerschiefer entnommen, in den anscheinend das Granitmagma in Form verschieden großer Linsen, Knollen und Schmitzen eingedrungen ist und so eine Art Flaserstruktur erzeugt hat. GÜMBEL nennt dieses Gestein **Augengneis**. Die von den dünnen Glimmerschieferlagen umschlossenen, einsprenglingsartig hervortretenden Feldspate und Quarze erreichen nicht selten eine Größe von 5—6 cm Durchmesser.

Unter dem Mikroskop erweist sich die Glimmerschiefermasse aus Lagen verzahnter Quarzkörner und stellenweise großblättrigem Muskovit bestehend; vielfach sind auch Quarz- und Glimmerneubildungen zu beobachten; an einzelnen Stellen glaubt man noch Reste von Tonschiefer zu erkennen. An Nebenbestandteilen treten reichlich Granat und spärlich Magnetit auf. Im allgemeinen hat man den Eindruck, daß ein ehemaliger Tonschiefer vorliegt, der durch Kontakt völlig umkristallisiert worden ist.

Die Augenpartien entpuppen sich im Schliff als granitische Einschlüsse, die reichlich Feldspat (Orthoklas) und Quarz, aber auch Biotit führen, der unter randlicher Erzanreicherung (Eisen) in grünliche (chloritische) Glimmer umgewandelt ist. Kennzeichnend für die hohe Pressung (Verdrückung, Verquetschung und Zerreibung anscheinend durch gebirgsbildende Kräfte) sind die zahlreichen Merkmale der Kataklyse und Mylonitisierung, wie undulöse Auslöschung, gestörte Axenbilder, Zerreißen und völlige Zertrümmerung sowie verschiedene optische Orientierung der Bruchstücke. Die zerbrochenen Teile sind durch Gänge von neugebildetem Quarz und Feldspat verkittet, in denen massenhaft Granate ausgeschieden sind. Hierzu tritt ferner Epidot als unregelmäßige Körner in den Lücken der Feldspäte auf. Akzessorisch sind gold- und silberhaltiger Eisenglanz, sowie große Apatitnadeln zu beobachten.

c) Die Proben 5—11 verteilen sich auf eine ca. 100 m breite Zone von vorwiegend grünlich-grauem bis bräunlichem Muskovitglimmerschiefer, der häufig von Quarzadern durchzogen ist und reichlich Granate enthält. Nur Probe 9 und 10 zeigen plötzlich wieder großaugige Einschlüsse, die anscheinend von einer Apophyse herühren, welche seitlich vom verquetschten Granitkern in die Schiefer eingedrungen ist.

Der mikroskopische Befund der Muskovitglimmerschiefer deckt sich im wesentlichen mit der unter b) gegebenen Beschreibung.

d) Probe 12 entstammt einem zermürbten, grünlich-braunem Diabasgestein, das in der Fortsetzung eines nordwestlich gerichteten mächtigen Diabasmandelsteinzuges und in der Breite von ungefähr 30 m die konzentrisch um den Granit geordnete Schieferzone durchbricht. Auf der beigegebenen Karte ist dieser Gesteinszug gleichlaufend mit einer nachher zu besprechenden keratophrischen Abzweigung an der von Kupferberg nach Dörnhof führenden Straße zu finden.

Der Dünnschliff zeigt stark zersetzten chloritisierten und limonitisierten Diabas, dessen Feldspäte noch divergent-strahlige Anordnung erkennen lassen.

e) Die Proben 13 und 14 sind dem südwestlich anschliessenden 80 m breiten Streifen von Glimmerschiefer entnommen, der als letzter Ausläufer der kristallinen Zone zu betrachten ist und der nahezu die gleiche Gesteinszusammensetzung, wie die Proben 5—8 hat. Mikroskopisch tritt der Tonschiefercharakter bereits deutlich in Erscheinung. Unter dem Mikroskop beobachtet man noch reichliche Anhäufung von Muskovit, aber auch deutliche Reste ehemaliger Tonschiefer. Sekundärer Quarz in verzahnter Struktur tritt massenweise auf.

f) Die Proben 15 und 16 treffen auf den vorerwähnten Zug von keratophyrähnlichen Gesteinen, die mit einer Breite von 60—70 m in gleicher Richtung wie die unter d) besprochene Diabaszunge die kristallinen Schiefer von der wenig veränderten Tonschieferzone trennen. Die Gesteine sind von graugrüner Farbe, sehr feinkörnig, zäh und massig. Sie sind durchsetzt von zahlreichen Klüften und Schnüren, die quarzige Bestandteile von gelblicher Farbe führen. Nach der mikroskopischen Untersuchung bestehen sie vorwiegend aus stark verkieselten Feldspätchen, die noch Spuren von fluidaler Anordnung erkennen lassen. Im übrigen werden sie massenweise von einsprenglingartigem Feldspat und Quarz in mikropegmatischer Verwachsung durchschwärmt. Auch die Grundmasse zeigt vielfach diese granophyrischen Gebilde. Das Gesamtbild spricht für Keratophyrgesteine, die anscheinend durch die Einflüsse des nahen Granits verändert wurden und deshalb älter als dieser sind.

g) Probe 17 zeigt stark verquetschten, weichen Tonschiefer von weißgelber Farbe, der vereinzelt von rötlichen Quarz-Feldspatgängen und limonitischen Schnürchen durchzogen ist. Die Schieferflächen tragen einen leichtglimmerigen Glanz. Ein Dünnschliff wurde wegen der großen Weichheit des Materials nicht hergestellt.

h) Die Proben 18—24 sind durchweg veränderte, graugelbe und braune Tonschiefer, die der Stufe der „braunen, sandigen Schiefer“ zugehören und nach allen Richtungen von Quarzschnüren und limonitischem Material durchschwärmt sind. Im Schliffe erkennt man die für Tonschiefer der vorgenannten Stufe typischen Quarzkörnchen mit Schüppchen von hellem sowie grünlichem Glimmer; ferner zahllose staubförmige Eisenerze. Die Masse wird von vielen Aplitgängen mit Pflasterstruktur durchsetzt. In den Proben 22, 23 und 24 finden sich auch noch Reste größerer Muskovite.

i) Die Proben 25—27 stellen ähnliche Tonschiefer dar, die jedoch mehr sandigen Charakter tragen und von Glimmerstäubchen dicht übersät sind. Die Quarzschnüre treten nur vereinzelt auf. Der Schliff zeigt serizitische Schiefermassen mit Pflasterquarzgängen.

Fassen wir die auf diesem Schurfstrich gemachten Beobachtungen zusammen, so kommen wir zu dem Ergebnis, daß die darin angetroffenen Gesteine zweifellose Injektionswirkungen des Galgenberggranites aufweisen, die mit zunehmender Entfernung von demselben an Stärke abnehmen und damit eine allmähliche Änderung in der Beschaffenheit der Schiefer herbeiführen. Das plötzliche Zurücktreten des kristallinen Charakters in den Proben 17—27 ist auf eine Überschiebung, also auf das Fehlen des Primärkontaktes zurückzuführen (vergl. auch Seite 69). Die Gesteine 17—27 sind jedoch noch in den Kontakthof des Granits und zwar in den Bereich der äußeren Einflußsphäre einzubeziehen, da sie stellenweise noch deutlichen Serizitbelag zeigen, durch Zersetzung der chloritischen- und Glimmerbestandteile verfärbt, und außerdem von zahllosen kleinsten aplitischen Gängchen durch-

zogen sind. Nach der Tiefe nehmen diese Aplite an Zahl und Masse erheblich zu, wie eine Befahrung des unmittelbar neben der Schurfstelle Nr. 27 gelegenen Förderschachtes lehrt. Im Alexanderstollen, mit dem dieser Schacht durchschlägig ist und der im Streichen der Schiefer verläuft, kann man auf der ganzen Länge von 1200 m, also bis nach Unterbirkenhof hin, den verändernden Einfluß der granitischen Gesteine an den großen Komplexen von durchfahrenem Schäckschiefer (Schiefer mit weißen Flecken) erkennen.

Daß auch die Schiefer des Grubengebietes gegen Nordwesten hin bis zur Ortschaft Kupferberg zum Kontakthof des Granits gehören, beweist das Auftreten von Schäckschiefer im Rothenhanschacht und am Aufschluß an der südlichen Straßenböschung des Ostausgangs von Kupferberg. Wie aus Abbildung Fig. 5 S. 36 zu ersehen ist, zeigt dieser Aufschluß einen zu Tage tretenden Aplitgang der vorwiegend Quarz enthält und an dessen Kontakt die graugrünen Haupt-Tonschiefer in grobkörnigen Schäck- und Knotenschiefer umgewandelt sind. Sicher setzen im Verborgenen noch mehrere Aplittrümmer in die Schiefer hinein, da längs der Straße auf mehr als 50 m Schäckschiefer mit zwischengeschalteten, oft stark gefälten und sonst in ihrer Lagerung gestörten normalen Schiefen wechseln.

Als Kontaktwirkung des Granits dürfen vielleicht auch zum Teil die reichen Graphit- und Serizitausscheidungen in den erst jüngst im Rothenhanschacht aufgeschlossenen schwarzen Tonschiefern betrachtet werden. Wenigstens ist andernorts in den kontaktmetamorphen Randzonen von Granit bei ähnlichen Tonschiefern ebenfalls Graphit nachgewiesen und als Umwandlung aus den Kohlenstoffen der Schiefer unter Einwirkung der Hitze des Granitmagmas gedeutet worden. Man kann sich aber diese Erscheinungen auch durch Regionalmetamorphose erklären.

Nordwestliches Kontaktgebiet.

Betrachtet man noch das anschließende Kontaktgebiet gegen Nordwesten hin über Kupferberg hinaus, so findet man, daß dort die Gesteinszone des inneren Kontakthofes längs der Tiefenlinie der ausflachenden Arnitzbachmulde scharf abschneidet und erst 700 m nordöstlich Kupferberg auf den Westhang in Richtung auf Streichenreuth übergreift. Diese Staffelung deutet auf eine ungleichmäßige Überschiebung der Gneisdecke über die randliche Schieferzone hin. Eigenartig ist ferner der Umstand, daß im Tonschiefergebiet jenseits des Arnitzbachgrundes Kontakterscheinungen des Granits kaum ins Auge fallen. Fleckschiefer fehlen vollständig und Aplite sind nur ganz vereinzelt anzutreffen. Auffällig ist auch das scharfe Abstoßen der massenweise injizierten kristallinen Schiefer (Augengneis) gegen die normalen Haupt-Tonschiefer in diesem Bereiche.

Die südöstliche Kontaktzone.

Gegen Südosten erreicht der Kontakthof der granitischen Gesteine die größte Ausdehnung und mannigfaltigste Entwicklung. Auf die Zone der stärksten Umwandlungen (innerer Kontakthof), die bis über die Dörnhofer Straße hinausreicht, folgen plötzlich freigelegte Dioritmassen, die von den eingangs beschriebenen basischen Randzonen begleitet werden. Weiter gegen Südosten finden sich Übergänge zu Hornblende und injektionsfreiem Chloritschiefer, die zungenartig von silbergrauen, mattglänzenden und meist wulstig verbogenen Tonschiefermassen (phyllitähnlichen Grauschiefern) durchsetzt sind. Im weiteren Umkreis, besonders in der Birkenhöfer-Talmulde und auf der Buchleite bis gegen den Gebirgsrand hin, folgen schließlich ausgedehnte Schäckschieferbezirke als Vertreter des äußersten Kontaktbereiches.

Chloritschiefer.

Die bisher noch nicht näher beschriebenen Chloritschiefer unseres Gebietes scheinen zu den äußersten Zonen der basischen Randfazies des Granits zu gehören. Dafür spricht nicht nur der rings um die Münchberger Gneismasse nachweisbare mehr oder minder breite „Chloritschiefergürtel“, sondern auch die im Untersuchungsgebiet nördlich Oberbirkenhof anstehenden Felsmassen mit deutlichen Übergängen zu Hornblende- und Epidotschiefer. Der petrographische Habitus der Chloritschiefer ist überaus wechselnd. An den vorbezeichneten Stellen des Überganges sind sie beispielsweise richtungslos geordnet, graugrün und sehr hart, nach außen hin nehmen sie allmählich Parallelstruktur an, erhalten lauchgrüne Farbe und werden weicher. Eine Probe aus der Übergangszone zeigte unter dem Mikroskop wellige Lagen von muskovitähnlichen, farblosen, jedoch nicht so hoch interferierenden Chloritlamellen und Spuren von Quarz. Ein Teil des Schliffes bestand aus zahlreichen Fragmenten von farblosem bis gelblichem, vielfach zerbrochenem Epidot (Epidotschiefer). Viele Trümmerstückchen von Epidot traten auch innerhalb der eigentlichen Chloritschiefermasse auf, während umgekehrt Chlorit im Epidotschiefer fehlte. Das Gesamtbild spricht für eine typische Mylonitbildung.

Die nördliche Kontaktzone.

Wendet man sich nun schließlich zur Betrachtung der nördlichen Kontaktzone, so findet man dort im Zusammenhang mit der großen Münchberger „Gneismasse“ vielfach Gesteine, wie man sie rings um den kuppenförmig aufragenden Galgenberg in der inneren Kontaktzone kennen gelernt hat. Daneben treten noch mehr oder minder hornblendereiche Gesteine sowie serpentin- und specksteinartige Gebilde in Erscheinung, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, da diese bereits außerhalb des Untersuchungsbereiches liegen. Im allgemeinen hat man den Eindruck, daß sich in der nördlich vorliegenden Gneismasse die Einflußsphären zahlreicher anderer granitartiger Tiefengesteine berühren, die nur an wenigen Stellen zu Tage treten und nur durch kuppenartige Aufwölbungen des kristallinen Schiefermantels angedeutet sind, die aber in den hangenden Schiefen örtlich die gleichen oder ähnlichen Kontakterscheinungen hervorgerufen haben, wie sie rings um den Galgenberggranit beobachtet worden sind. Zur Erklärung der hochgradigen Umwandlungen des gesamten übrigen, die Granitkuppen voneinander trennenden Schiefergebietes darf man wohl annehmen, daß die Gneismasse ein solches Rindenstück des alten karbonischen Gebirgsbaues darstellt, das ehemals tiefgehenden Bewegungen ausgesetzt war und vermutlich im plastischen Zustande in bedeutender Tiefe allseits mit magmatischen Stoffen in Berührung kam bzw. von diesen stellenweise durchtränkt oder eingeschmolzen wurde. Es wären sonst die großen Dimensionen der intensiven molekularen Umwandlungen nicht gut denkbar. Auf keinen Fall lassen sie sich durch Dynamometamorphose oder die Einwirkung von heißen Lösungen und Dämpfen allein erklären. Es scheint also eine Art regionaler Kontaktmetamorphose vorzuliegen. Bei der späteren Emporpressung dieser regional metamorphosierten Schieferkomplexe sind die eruptiven Gesteinsmassen anscheinend nachgefolgt, also mit der Gebirgsbildung passiv in die Höhe gehoben worden; dabei scheint es unter dem erdtangentialen Gebirgsdruck zu größeren lakkolithartigen Intrusionen gekommen zu sein, die örtlich die vorbesprochene verstärkte Kontaktmetamorphose in den bereits veränderten Schiefen hervorgerufen haben. Man darf also wohl annehmen, daß die umhüllten wie auch die freigelegten Granit-

intrusionen in der Tiefe untereinander in Zusammenhang stehen und somit kuppenförmige Erhebungen einer größeren unterirdischen Eruptivmasse darstellen.

Die Ansicht KOHLERS, es sei nur noch die untere Schale eines Lakkolithen vorhanden, weil die Schichtgesteine im Süden wie im Norden unter den „Gneislakkolithen“ einfallen, kann ich nicht teilen. Die Verhältnisse am Galgenberg weisen im Gegenteil darauf hin, daß eher erst lakkolithartige Massen unter der teilweise abgetragenen Schieferdecke sitzen, also mit ihren obersten Teilen heraussehen und durch Apophysen in größerer oder geringerer Entfernung örtliche Injektionen in der kristallinen Schieferhülle zurückgelassen haben. Auch die Ausdehnung der Metamorphose auf die randlichen Gebirgszüge und ihrer Zunahme nach der Tiefe spricht entschieden für eine noch im Untergrund sitzende granitische Masse. Das Einfallen der weniger veränderten Schiefer unter die kristallinen Gesteine dürfte wohl eher in tektonischen Ursachen begründet sein. Es soll im Kapitel über „Dislokationen“ eingehend darauf zurückgekommen werden. Der Umstand, daß im Untersuchungsgebiet das durchweg nordwestliche Generalstreichen der Schiefermassen auch am Granit keine wesentlichen Änderungen erfährt, scheint darauf hinzuweisen, daß die Granitintrusionen, wie bereits erwähnt, während der Dislokation der Schiefer, also zur Zeit der Gebirgsbildung erfolgten.

IV. Tektonik.

1. Lagerungsverhältnisse.

Allgemeines.

Die im vorigen Kapitel beschriebenen Gesteinszonen sind in ihrer Beteiligung am heutigen Gebirgsbau aus ihrer ursprünglichen Lage gehoben und mehr oder weniger steil aufgerichtet. Sie werden von nordwestlichem Streichen beherrscht und fallen im allgemeinen nach Nordosten ein. Im einzelnen ergeben sich jedoch eine Menge von Abweichungen, die besonders stark bei den Schichtgruppen zum Ausdruck kommen und komplizierte Lagerungsverhältnisse erraten lassen.

Schiefer.

Als die ältesten Glieder der in Frage stehenden Gesteinsreihen sind die paläozoischen Schiefer zu betrachten. Sie umfassen in einem 500—800 m breiten Saume die nördlich vorgelagerte Gneiszone und grenzen gegen Südwesten an ausgedehnte Diabasmassen.

An der Tagesoberfläche sind die Haupttonschiefer und braunen sandigen Schiefer vorherrschend; nur auf dem Schrötlein und der Neufanger Höhe tauchen auch größere Massen von phillitähnlichem Grauschiefer (Glanzschiefer) aus dem Untergrund empor. Zu erwähnen sind noch schmale Streifen von graugrünem Tonschiefer südöstlich Kupferberg und nördlich des Straßwirthauses (siehe montangeologische Karte).

Überall, wo diese Gesteine freigelegt sind, zeigen sich die Schichten stark verstaucht, geknickt und mehrfach sattelförmig gebogen; im ganzen fallen sie aber mit Winkeln von 40—60° gegen Nordosten ein. Durch den Druck, welchen das Gebirge im Laufe langer Zeiten erlitten hat, wurden besonders die Haupttonschiefer noch in Blätter und Stücke zerspalten und geschiefert. Diese sekundäre Schieferung, die meist nach mehreren Richtungsebenen ausgebildet ist, tritt in manchen Gesteinsverbänden oft viel deutlicher hervor als die Schichtung selbst. Diese ist in vielen Fällen überhaupt schwer kenntlich und liegt meist zur steilstehenden Schieferung

in querlaufenden Sätteln und Mulden. Die phyllitähnlichen Grauschiefer sind durch seitlichen Druck weniger geschiefert, sondern vielmehr in Runzeln und Leisten zerlegt oder gewellt. Guten Einblick in geschieferte, gefälte und verschobene Schieferteile gewähren die Straßenböschungen am Ostausgange von Kupferberg und die Pingen auf der Neufanger Höhe.

Einen Anhalt zur Bestimmung der Altersfolge der Schieferschichten bieten die Haupttonschiefer, die bisher in gleicher Ausbildung nur im Silur bekannt geworden sind; ferner die graugrünen Tonschiefer, die GÜMBEL unter Hinweis auf die Feststellung von *Phycodes circinatum* an der Poststraße bei Stadtsteinach als kambrisch beschrieben hat. Wenn auch diese Zuweisungen einer gewissen Sicherheit entbehren, so steht doch zweifellos fest, daß der Haupttonschiefer einer der jüngsten Vertreter der Kupferberger Schieferserie ist. Er bildet deshalb für alle tektonischen Bestimmungen ein leicht kenntliches, sehr wichtiges Leitgestein.

Verfolgt man an der Hand der montangeologischen Karte das Auftreten dieses Schiefers, so fällt vor allem auf, daß sich mehrere Schichtglieder vom Westrand gegen die Gneismasse hin wiederholen. Es liegt also eine Art Schuppen- und Schachbrettstruktur vor, die herzynisch gerichtet ist und sich besonders dadurch kennzeichnet, daß die wiederkehrenden Schichtenkomplexe gleichförmiges Einfallen haben und meist von eruptiven Lagern oder Störungen begrenzt werden. Besonders leicht ist diese Wiederkehr an den in oberen Horizonten eingeschalteten Kieselschiefern zu erkennen, die auf dem Wurmberg, der Neufanger Höhe, ferner bei der Galgenbergkapelle und schließlich in der Nähe des Straßwirthshauses augenfällig in Erscheinung treten. Ob diese Schichtwiederholungen nur durch Schollenverschiebungen entstanden sind oder ob dabei auch Faltungsprozesse mitgewirkt haben, soll im Abschnitt über „Dislokationen“ ausführlicher erwogen werden.

Wertvolle Aufschlüsse des Schichtenverbandes und der Lagerungsverhältnisse einzelner Schieferbezirke brachte die Wiedereröffnung des alten Bergbaues. Den besten Einblick von allen bisherigen Anlagen gestattet der „St. Veitsschacht“, der mit dem anschließenden Blindschacht die Schieferserie auf 70 m durchteuft (siehe Taf. IVa Fig. 1). Man trifft dort von unten nach oben die im vorigen Kapitel beschriebenen Schichtgesteine in wechselnder Steilstellung und Streichrichtung übereinander. Die GÜMBEL'sche Ansicht von einer Überkipfung der Kupferberger Randschichten findet hier natürlich keine Stütze, da der Haupttonschiefer über dem älteren graugrünen Tonschiefer (Phykodenschiefer) zu liegen kommt. Man könnte auf den ersten Blick an eine diskordante Lagerung denken. Eine nähere Betrachtung zeigt jedoch, daß hier ein normaler Schichtverband überhaupt nicht vorliegt, sondern nur Schollentrümmerstücke (Schuppen) längs verschieden orientierter Gleitflächen übereinander geschoben sind. Das Streichen der meist stark gebogenen Schubflächen wechselt in den verschiedenen Horizonten zwischen variskischer, herzynischer, westöstlicher und sehr häufig nordsüdlicher Richtung. Letztere ist wohl als die Resultante aus herzynischer und variskischer Schubwirkung aufzufassen. Gegen die Druckwirkungen, die diese Verschiebungen verursachten, haben sich die einzelnen Gesteinsverbände sehr unterschiedlich verhalten. Bei dem mehr plastischen Haupttonschiefer, phyllitähnlichen Grauschiefer und Kohlenschiefer erschöpfte sich der Gebirgsdruck in einer schmiegsamen, fast bruchlosen Fältelung der betroffenen Gesteinsschichten; bei dem etwas spröden Quarzit- und graugrünem Tonschiefer dagegen in einer zonenweisen Zertrümmerung des Materials. Im Rothenhansschacht (siehe Taf. IVa Fig. 2), wo der inhomogene Schichtenverband neben zahlreichen Klüften und Ver-

schiebungen noch durch Diabasapophysen verwickelter geworden ist, hat die unterschiedliche Plastizität der verschiedenen Sedimente sogar zur teilweise gegenseitigen Durchdringung geführt, die mit starken Zerreibungen des Lagermaterials und Brekzienbildungen verknüpft gewesen ist.

Diabas.

Was die Lagerung der Diabasgesteine anbelangt, so bilden diese meist konkordante Einschaltungen im Haupttonschiefer; nur am Rande der Gebirgsplatte verdrängen sie das sedimentäre Gestein vollständig und erlangen unter Bildung mächtiger Steilabfälle an der Erdoberfläche große Ausdehnung. Wo der Diabas nicht zu Tage tritt und das Terrain anscheinend nur aus Schiefer besteht, muß man damit rechnen, das kristalline Gestein oder dessen Ausläufer in größerer oder geringerer Tiefe zu finden, wie bergmännische Arbeiten mehrfach erwiesen haben. Die zahlreichen isolierten Diabaslager setzen meist scharf gegen den Haupttonschiefer ab und erscheinen in diesen durch Gebirgsbewegungen nachträglich hereingeschoben; sie sind also vermutlich vom Hauptkörper losgetrennte oder abgeschnürte Schuppen. Die große Randmasse dagegen ist mit dem Haupttonschiefer mehrfach brekzienartig und ohne deutliche Übergänge verwachsen. Größere kantige Bruchstücke oder Zertrümmerungen sind nur am Primär-Kontakt mit graugrünem Tonschiefer im Rothenhanschacht und im Alexanderstollen beobachtet worden. Es darf dies als Hinweis gelten, daß die Diabasintrusionen zu einer Zeit erfolgten, als der Haupttonschiefer noch weich und plastisch war, während der ältere graugrüne Tonschiefer und phyllitähnliche Schiefer bereits erhärtete Gesteinsbänke bildeten. Der Durchbruch scheint also zum größten Teil untermeerisch und nicht explosiv erfolgt zu sein, sondern auf dem Wege eines langsamen, aber unwiderstehlichen Emporquellens. Bei dem aus allen Teilen der Erde nachgewiesenen Zusammenhang von vulkanischen Ereignissen und tektonischen Bewegungen darf man annehmen, daß die Diabase an solche Stellen gebunden sind, wo intensive Gebirgsbewegungen (wohl Faltungen) die Erdkruste des öfteren getroffen haben.

Überblickt man die Beziehungen zwischen Diabas und Schiefer an der Hand der geologischen Karte, so zeigen sich die Lagerungsverhältnisse im nördlichen Teil des Hauptkontakts verhältnismäßig einfach; sie werden aber komplizierter, verwickelter und verworrener in dem Maße, als man gegen Süden und Osten vorschreitet. Auf dem Wurmberg und ganz besonders im Komitsch wechseln die Gesteine ungemein häufig. Man findet bald isolierte, im Streichen der Schichten verlaufende, anscheinend vom Hauptkörper losgelöste tektonische Lagerzüge oder elliptische Ausstriche von Diabas im Schiefer, dann wieder Schieferbänke mitten im Diabas. In den Schluchten und Steinbrüchen trifft man häufig Sedimente vom Diabas teilweise überflutet oder ganz in demselben versunken, so daß sie Seditärinseln in der Eruptivmasse zu bilden scheinen.

Welche von den Diabaslagern als intrusiv oder effusiv aufzufassen sind, ist nicht immer mit Sicherheit zu entscheiden. Jedenfalls dürften aber die größeren Massen der dichten Diabasvarietäten, besonders aber die Porphyritlager als effusiv gelten. Dafür spricht ihre häufige Ausbildungsweise als Kalk- und Chloritmandelstein, der oft ausgeprägte vitrophyrische Charakter, die Erscheinung der Fluidalstruktur und vor allem die Verbindung mit Diabastuffen, die ja nur zu effusiven Strömen in Beziehungen stehen können. Die großen Massen dieser Gesteine am Rande des Gebirges und ihre weitere Ausbreitung als Silurdiabase bis Grafengehaig

decken ein Areal von nahezu 14 qkm. Da der Durchbruch in seiner gesamten Ausdehnung von der großen Fichtelgebirgsrandverschiebung begrenzt wird, so darf er wohl mit gewissen Einschränkungen als Lineareruption angesehen werden. Zieht man aber noch in Berücksichtigung, daß der Diabas gegen Norden zu die Schiefer unterteuft und in den 30—40 m tiefen Taleinschnitten nirgends sein Liegendes zeigt, so trägt dieser Massenerguß nach WOLF (S. 304) auch gleichzeitig den Charakter einer Arealeruption, d. h. von Lavaanhäufungen in Form mächtiger Effusivdecken, die nach unten in gleichgeartete Tiefengesteine von größerer Ausdehnung übergehen. Die Diabasdecken scheinen dabei nicht in einem Guß entstanden zu sein, da die Gesteinsvarietäten zu häufig wechseln.

Keratophyr.

Im Arnitztal, sowie auf der Hochfläche und deren Westabhängen sind eine Anzahl von Keratophyrvorkommen bekannt, welche sich weiterhin in nordwestlicher Richtung bis Stadtsteinach verfolgen lassen. Das Gestein tritt in unserer Gegend fast nur lagergangartig auf und wechselt häufig mit Schiefer und tuffigen Sedimenten (Schalsteinen). Der größte Gang ist zu Tage im Kreuzmühlsteinbruch aufgeschlossen (siehe Fig. 7 S. 41), wo er mit dichtem Diabas bzw. Augitporphyrit, sowie mit einem grobkörnigen, proterobasartigen Gestein und Schieferstücken vergesellschaftet ist. Die bedeutendste keratophyrische Lagermasse wird vom Alexanderstollen (siehe Tafel VI 130—390 m) durchfahren; sie schneidet unter einem spitzen Winkel die steilstehenden Schiefer und wird von einem 20 m mächtigen Tuffmantel bekleidet.

Tuffe (Schalsteine).

Die Diabase und Keratophyre sind häufig von flaserig geschichteten Brekzien, Konglomeraten und Tuffen begleitet, die, wie bereits erwähnt, unter dem Namen „Schalsteine“ zusammengefasst werden. Sie lagern entweder unmittelbar am massigen Gestein wie bei der Kreuzermühle, am vorderen Schieferberg und Wurmberg oder sie bilden durchstreichende Schichten zwischen den Schiefen ohne direkte Verbindung mit Eruptivströmen.

Ein gutes Beispiel in dieser Hinsicht bietet die Tufflage zwischen Grob- und Kohlschiefer im St. Veits-Blindschacht (siehe Tafel IV a, Fig. 1 Nr. 10). Wie bereits im vorigen Kapitel angedeutet, umschließen die Diabastuffe an der Kreuzermühle und auf dem Schieferberg stets eine große Zahl von rundlichen Diabasstücken, die unzweifelhaft bei den einstigen Eruptionen der Diabas-Vulkane zugleich mit Aschen und Tuffen, in denen sie jetzt liegen, als Bomben ausgeschleudert worden sind. Die auffällige Tatsache, daß die Tuffe und Schalsteine stets im Hangenden der Diabase und Keratophyre bzw. der Mandelstein- und Porphyritbildungen auftreten, spricht dafür, daß der Aschenauswurf erst nach der magmatischen Intrusion erfolgt ist. Daraus läßt sich wiederum der wichtige Schluß ziehen, daß die altpaläozoischen Vulkane unserer Gegend in umgekehrter Reihenfolge gearbeitet haben wie die in jüngerer Zeit tätigen Vulkane, wo fast immer zuerst Tuffe, dann Lavaergüsse in Erscheinung treten oder Tuffe und Laven wechseln. — Aus dem Vorhandensein der Tuffe und Schalsteine läßt sich ferner folgern, daß nicht nur Keratophyre sondern auch das Magma der Diabase sowie ihrer Mandelsteine in den meisten Fällen die Erdoberfläche erreicht hatte.

In der Zusammenfassung des bisher Festgestellten ist also die paläovulkanische Tätigkeit in unserer Gegend durch folgende Hauptphasen charakterisiert.

1. Empordringen des Magmas längs tektonischer (orogener) Linien an die Erdoberfläche und zwar vorzugsweise in die Zone der Hydrosphäre. Große Abkühlungsgeschwindigkeit durch die Berührung mit Wasser, dadurch rasche Erstarrung und Entgasung unter Mandelsteinbildung. Gelegentliche Gasexplosionen durch Wasserkontakt und örtliche Zertrümmerungen (Brekzienbildungen).
2. Ausförderung großer Aschenmengen und Ablagerung von Schlammströmen bei gleichzeitiger Vermischung mit Tonsedimenten (Schalsteinbildung).
3. Weitergehende Erstarrung des Diabasmagmas nach innen zu in dichte, feinkörnige und schließlich grobkörnige Diabase, Verschluß der Ausbruchstellen und Beendigung der Schalsteinbildung.
4. Nachträgliche Intrusionen von grobkörnig erstarrtem Diabas, die meist schräg zu den Strukturebenen des Nebengesteins stehen (Diskordanter Injektionsverband).

Wirkungen postvulkanischer Prozesse, die im Nachklänge der Diabas- und Keratophyreruptionen sicher in Erscheinung traten, konnten bis heute noch nicht einwandfrei nachgewiesen werden. Wahrscheinlich sind sie durch die nachfolgenden Granitintrusionen verwischt oder zerstört worden.

Gneismasse.

Über die Lagerung der „Gneismassen“ läßt sich recht wenig berichten. Das Hauptstreichen der Schichtung ist nordwestlich bei einem allgemeinen Fallen gegen Nordost. Östlich des Galgenberges ist das Einfallen an flache Winkel (20—30°) gebunden; westlich davon treten neben flachen Fallrichtungen auch steilere (50—70°), manchmal sogar senkrechte Schichtenstellungen auf. Wie auf dem Galgenberg, so wird auch am Schrötlein und auf dem Steinberg die Gneismasse von granitischen bzw. dioritischen Gesteinen unterteuft, die an mehreren Stellen durch Abtragung entblößt sind. Wie bereits erwähnt, haben diese Eruptivmassen, die mehr oder weniger steil unter die Schiefer niedersetzen, fast keine Abweichung in deren normalen Streichen hervorgerufen. Nur am Westrand des Galgenberges glaubt man an einigen Stellen Stauchungen der Gesteine feststellen zu können, die sich aber auch ebenso leicht auf spätere Störungen zurückführen lassen; umsomehr, als auch die an den Galgenberghängen gelegentlich austretenden kleinen Granitgängchen außerordentlich stark zerklüftet, zerstückt, verdrückt und in den umgebenden Gneis verschoben sind. Erwähnenswert ist noch, daß zwischen der Gneismasse und den unveränderten Randgesteinen nur selten ein Primärkontakt besteht. Man findet den Gneis fast überall aufgeschoben, was auf der Karte durch dessen staffelförmiges und fingerartiges Übergreifen über die normalen Schiefer, Diabase und Keratophyre an der Südwestgrenze deutlich zum Ausdruck kommt.

Was die Lagerung der Granite unter der Gneisdecke (Decke veränderter Schiefer) anbelangt, so sei auf die im vorigen Kapitel Abschnitt 3 gewonnenen Eindrücke und Feststellungen zurückgegriffen, nach denen die teilweise freigelegten, vielfach verquetschten Massen dieser Gesteine als die obersten intrusiven Ausläufer einer Magmaansammlung anzusprechen sind, die im Zusammenhang mit der variskischen Gebirgsbildung zur geologischen Gestaltung gelangt ist und deren gewaltige Energiemassen sich durch chemische und mechanische Arbeitsleistungen an den hangenden Schiefen über lange Zeiten hinweg erschöpft haben.

Das westliche Vorland.

Die sanften Hügel, die vom Diabasstrand der Münchberger Platte nach Westen hin zum breiten Schorgastal überleiten, werden in unserem Gebiete aus

Triasschichten gebildet; nur in der südöstlichen Ecke beim Austritt des Buchleithenbaches schiebt sich noch ein kleines Vorland von Rotliegendem ein.

Die Lage dieser Sedimente an der gewaltigsten Störungslinie des bayerischen Nordgaues, der sogen. „Fichtelgebirgsrandspalte“, ferner die tiefgehende Zerstückung des gesamten triadischen Randkomplexes durch zahlreiche Querverwerfungen führte zu einer bunten Aneinanderreihung von Schichthorizonten, die im Normalprofil oft mehr als 150—200 m Höhendifferenz aufweisen. Dazu kamen noch Verbiegungen, teilweise Auffaltungen und Überkipnungen der aus dem Verband gerissenen Schichtpakete, infolge einer Aufschiebung der altpaläozoischen Randmasse (siehe Taf. V). Die Lagerungsweise dieser wirr verschobenen und zertrümmerten Schollenreste längs des alten Gebirgsrandes ist deshalb überaus wechselnd und unklar. In einiger Entfernung vom Steilhang besteht jedoch die Tendenz nordöstlichen Einfallens (s. Fig. 9 S. 70). Genaue Messungen von Streichen und Fallen sowie Feststellungen über Ausdehnung und Mächtigkeit lassen sich nirgends mit Sicherheit vornehmen, da Aufschlüsse völlig fehlen und die Grenzen durch einen sehr mächtigen Diabasschutt überdeckt sind.

Die in Frage kommenden Schichtstufen gehören mit einer einzigen Ausnahme dem Keuper an. Vorherrschend ist der Schilfsandstein, der am Ludwigschorgaster Hang und am Wurmberg in je 60—70 m Frontbreite anlagert. Über ihn folgen am erstgenannten Hang Schichten der Berggips- und Lehrbergstufe. Sie sind in den Schurfschächten III und IV als sandige, rötliche Letten und manganfleckige Sandsteinschiefer entwickelt. Auf der Höhe (Schurf V) liegen noch bunte Lettenschiefer und Mergel, von denen die intensiv rot gefärbten besonders auffallen. Gegen Südosten fortschreitend folgt plötzlich ein 30 m breiter Streifen graugrüner Mergel des unteren Gipskeupers (Stufe der *Estheria laxitexta* SDBG.) (Schurf VI). Weiterhin kommt man in die Zone des bunten Keupers, die auf 60 m Länge zu verfolgen ist und noch den Westrand der Wurmberger Schlucht einfaßt. Sie besteht aus arkosigen, grobkörnigen und trümmerigen Sandsteinen, die ihrem ganzen Habitus nach dem Blasensandstein gleichstehen. Jenseits der Schlucht trifft man ganz unerwartet auf eine kleine Muschelkalkscholle, die anscheinend lokal in der Randspalte emporgedrückt worden ist. Sie fällt steil gegen den Diabas ein und ist an dessen Grenze mit Keuperfragmenten vermischt. Durch mehrere Schurfe konnten Terebratelbänke des unteren Muschelkalks mit *Lima lineata* und darüber Zellen-dolomite des mittleren Muschelkalks festgestellt werden. Die östliche Grenze dieser Kalkscholle fällt annähernd mit dem Westrand des stark vorspringenden kleinen Waldstückes zusammen, das auf einem zungenartig vorgreifenden, weithin auffallenden Flachabhang liegt, der auch in der Karte deutlich zum Ausdruck kommt. Dieser wulstige Hang besteht aus durcheinander geworfenen Estherien- und Lettenkohlschichten, die anlässlich eines Bergrutsches vom Steilhang losgelöst wurden und sich nahezu 50 m weit in die Schorgastebene geschoben hatten. Gegen Südosten zu folgen in vorerwähnter Ausdehnung am Rande des Wurmberges wieder Schilfsandsteinschichten, die kurz vor der Buchleithenbachausmündung unter die etwas vorspringenden Hügel des Rotliegenden untertauchen.

2. Dislokationen.¹⁾

Die vorbesprochenen Lagerungsverhältnisse deuten an vielen Stellen auf zahlreiche und beträchtliche tektonische Bewegungen hin, die naturgemäß zu den ver-

¹⁾ Anmerkung der Redaktion. Von dem überaus verwickelten Schuppen- und Faltenbau u.a. bei der Münchberger Gneismasse ist die Redaktion der Geognostischen Jahreshefte durch eigenamtliche

schiedenartigsten Dislokationen geführt hatten. Im Nachstehenden sollen die wichtigsten besprochen und wie folgt gegliedert werden:

a) Tangentiale Dislokationen.

Faltungen, Faltenüberschiebungen, Schuppen- und Deckenbildungen.

b) Radiale Dislokationen.

Spalten, Spaltenstörungen (Verwerfungen) und Schollenüberschiebungen (Überquellungen nach ANDRÉE).¹⁾

a) Tangentiale Dislokationen.

Allgemeines über Faltenrudimente in der Münchberger Masse.

Im vorigen Abschnitt wurde bereits erwähnt, daß das Kupferberger Randgebiet ausgesprochene Schichtfaltungen mit klaren Mulden und Sätteln vermissen läßt. Man sieht in der Regel nur gleichförmig gegen Nordost einfallende, steil aufgerichtete Schichtkomplexe, die sich bei näherer Untersuchung als Schollen oder Schuppen herausstellen. Meist sind diese noch durch Verwerfungen getrennt, übereinander geschoben oder in anderer Weise kompliziert. Auch die Diabasmassen,

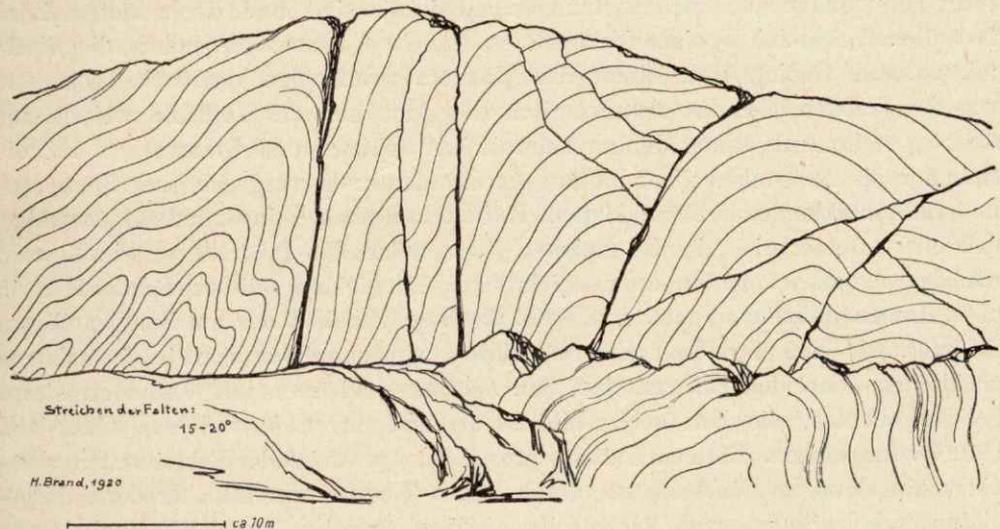


Fig. 8.

„Gneisssteinbruch“ am Bahnhof von Berneck.

die in ihrer Struktur alle Anzeichen einer langen wechselvollen Geschichte tragen, geben nur wenig Anhalt dafür, daß sie von einem Faltungsprozeß überwältigt

Einzelaufnahmen 1:25 000 an mehreren anderen Stellen dieses rätselhaften Gebirgskörpers völlig überzeugt; sie ist der Anschauung, daß eigentlich erst durch Vereinbarung mehrerer Einzelaufnahmen an die Klarlegung dieses Gebirgsrätsels ordnungsgemäß gedacht werden kann. Sie kann sich aber der Anschauung auch nicht entziehen, daß durch vorläufige Zusammenfassung der Beobachtungen nach den neuzeitlichen tektonischen Anschauungen Vorteile möglich sind, welche auch wieder für bevorstehende montanistische Untersuchungen Richtung gebend sein können. Obwohl so fernliegende tektonische Kapitel nicht in die Geognostischen Jahreshefte nach gegenwärtigen Umständen gehören — weshalb auch z. B. die Fortsetzung der Rheintalgraben-Arbeit mit Karte nicht mehr in Betracht gezogen werden kann — so glaubt die Redaktion obige Auseinandersetzungen nicht abschließen zu dürfen, zumal die entstehenden Mehrkosten der Verfasser zu tragen bereit ist, wie er auch die inhaltliche Verantwortung voll übernimmt. (Dr. O. M. REIS.)

¹⁾ ANDRÉE, K., Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. Berlin 1914. S. 64.

worden sind. Was nun die Gneiszone anbelangt, so lassen sich mangels jeglicher Aufschlüsse auch hier vorerst keine Falten nachweisen; doch zeigen die auf dem gleichen Höhenzuge liegenden, südöstlichen Fortsetzungen mitunter klassische Bilder der Kleinfaltung. Einer der schönsten Aufschlüsse dieser Art bietet der Bernecker Steinbruch (siehe Skizze Fig. 8 S. 57); aber auch bei Marktschorgast und weiter nördlich im oberen Schorgasttale sind in Schürfen und Brüchen Faltungen freigelegt. Ob und wie weit die Kräfte, die diese Faltungen hervorbrachten auch die Kupferberger Schiefermassen in Mitleidenschaft ziehen konnten, läßt sich vorweg nicht entscheiden, um so mehr als die Gneismasse für sich eine tektonische Einheit darzustellen scheint und auch früher vermutlich in großen Tiefen versenkt, einer allgemeinen Metamorphose (vgl. S. 50 und 55) unterworfen war.

Um nun der Frage der möglichen Schieferfaltung am Kupferberger Rand näher zu kommen, dürfte es notwendig sein, neben den lokalen Verhältnissen vor allem die regionalen zu berücksichtigen und das Untersuchungsgebiet vorerst im Rahmen des alten varistischen Gebirgsbaues zu betrachten. Unter diesem Gesichtspunkte erscheint es zusammen mit dem Münchberger Land und dem Fichtelgebirgsstock als ein Knotenpunkt von paläozoischen Gebirgsrudimenten, die in zwei senkrecht aufeinander stehenden Richtungen entwickelt sind und deren tiefere Züge fast überall Anzeichen eines Faltenbaues erkennen lassen. Besonders die direkt mit unserem Gebiete und seinem Hinterlande verwachsenen varistischen Baureste wie der Frankenwald, das ostthüringische Bergland und das Vogtland weisen eine überaus steile Aufstauung der altpaläozoischen Schiefer und Grauwacken auf, die sich nur als Reste ehemaliger Faltungen oder daraus hervorgegangener Schuppen- und Deckenbildungen erklären lassen. Es besteht deshalb kein Grund zur Annahme, daß unser Gebiet nicht in die gleichen gebirgsbildenden Prozesse verwickelt war, nachdem es doch an der erdgeschichtlichen Entwicklung dieser Landstriche in allen Phasen teilnehmen mußte. Sowohl die Beschaffenheit der am Bau beteiligten Schiefer, wie auch ihre Lagerungsverhältnisse sprechen dafür, daß sie ehemals zur plastischen Zone des paläozoischen Sammeltroges gehörten und keine zu starre Scholle bildeten, die den gebirgsbildenden Bewegungen besonderen Widerstand hätte leisten können. Ein dem Faltungsprozeß entgegenstehender Faktor waren allerdings die klotzigen Diabasmassen des heutigen Westsaumes. Da aber der Gebirgsbildungsschub in unserem Randstreifen infolge örtlicher Druckdifferenzierungen vorwiegend von Osten bzw. Nordosten herkamen, so konnten die Eruptivmassen der Schichtenfaltung nicht im Wege stehen. Sie dürften aber veranlaßt haben, daß sich die Falten an ihnen stauten und vielleicht in mehreren Wellen über sie hinwegschlugen. Die Ausläufer dieser Faltenwellen wären dann im später abgesenkten westlichen Vorlande zu suchen.

Was nun das Alter der Aufstauungsbewegungen anbetrifft, so lassen sich im Untersuchungsgebiet und dessen nächster Umgebung keine nennenswerten Feststellungen machen. Auf Grund der schwebenden Lagerung der sächsischen Oberkarbonschichten bzw. des thüringischen Rotliegenden über steil aufgerichtete Kulm- oder ältere Schichtsysteme läßt sich jedoch mit einiger Sicherheit schließen, daß die große Zusammenfaltung nach dem Kulm während der langen Zeit des Mittel- oder Oberkarbons erfolgte. Daß jedoch schon orogenetische Bewegungen weit vorher, und zwar schon seit Absatz der silurischen und devonischen Schieferschichten in größerem oder geringerem Maße stattgefunden haben, deuten neben dem Fehlen des Unterdevons bis hinauf nach Thüringen die zahlreichen Grünsteinerzüge (Diabase,

Gabbro, Serpentine etc.) an, die im Silur mit vorwiegend nordwestlichem Streichen (nach GÜMBEL), im Devon in entgegengesetzter Richtung linear, also auf tektonischen Linien durchbrochen sind und die Münchberger Masse in weitem Rahmen umschlossen haben. Es ist anzunehmen, daß sie in der Hauptsache Disjunktionen (Schichtaufreißungen) markieren (vgl. S. 53 u. 55), die bei Überfaltungen und Aufschiebungen entstanden sind. Wenigstens haben BECKE,¹⁾ SUSS²⁾ und neuerdings auch KOBER³⁾ auf die gesetzmäßige Beschränkung der pazifischen Magmatypen auf gebirgsbildende Phasen und ihr vorzugsweises Vorkommen an der Basis von Überschiebungslinien besonders hingewiesen. WOLF⁴⁾ hat dazu allerdings eine mehr gegensätzliche Stellung eingenommen. Auf alle Fälle darf man aber die altpaläozoischen Grünsteinzüge an den Rändern der Münchberger Masse und in den angrenzenden Gebietsteilen als Reste eines alten Bauplanes betrachten, nach welchem die erste Bildung und weitere Ausgestaltung des späteren varistischen Berglandes erfolgte. Es sind zweifellos die ältesten noch erkennbaren Grundlinien tektonischen Geschehens. In Abhängigkeit von diesen Linien blieb anscheinend auch das Geschehen der nachfolgenden Zeiten. Dafür spricht die stete Wiederkehr gleich streichender Grenzlinien verschieden alter Formationsgruppen, in denen sich trotz tiefster Abtragung und gewaltiger nachträglicher Störungen bis weit nach Norden hinauf die Aufstauungs- und Verlandungslinien paläozoischer Geosynklinale widerzuspiegeln scheinen; ferner die Linien der Schollenzertrümmerung und schließlich der jüngere Vulkanismus, der in Form mächtiger Granitintrusionen und ausgedehnter Porphyrit- und Basaltdurchbrüche auf gleichlaufenden Richtungen lebendig geworden ist. Aber auch die morphologische Entwicklung des ganzen Gebietes dürfte von diesen Linien beherrscht worden sein; denn selbst heute noch stellen sich die Rücken- und Tiefenlinien vorzugsweise nach diesen beiden Richtungen ein.

Dieser große Zug der Tektonik deutet darauf hin, daß die immer wiederkehrenden Linien mit SW.—NO.- und SO.—NW.-Richtung jenseits des fränkischen Grabens von der nordböhmischen Senkungslinie bis weithin in das vogtländisch-thüringische und sächsische Gebiet in einem Kraftfelde lagen, das wechselweise zwischen SO.—NW. und NO.—SW. wirkenden Kräften eingespannt war. Im Silur scheint vorübergehend die nordöstliche bzw. südwestliche Druckrichtung wirksam gewesen zu sein, da viele Silurdiabase an nordwestlich streichenden Aufreißungen durchbrochen sind. Im Devon dagegen weisen die vorwiegend nordöstlich gerichteten Grünsteinzüge auf einen entgegengesetzten Schub hin, der wohl auch in der Kulmzeit noch etwas angehalten hat und schließlich bei der mittel- oder spätkarbonischen Großfaltung von maßgebender Bedeutung geworden ist, obgleich auch da immer wieder Kräfte in der alten südwestlichen Richtung neu geweckt worden sind, die besonders an den Rändern zu wiederholten Aufstauungen und Verschiebungen geführt haben.

Mit diesen Feststellungen lassen sich die tektonischen Züge unseres varistischen Faltenknotens jedoch noch zu keinem einheitlichen und klaren Bild gestalten. Vor allem erfordern die im Abschnitt über „Lagerungsverhältnisse“ erwähnten Schuppen-

¹⁾ FR. BECKE, Verh. d. Ges. deutsch. Naturforsch. u. Ärzte, Vers. Karlsbad 1902, 2. T. Naturw. Abt. S. 125—126. — Vergl. auch H. ERDMANNSDÖRFER, Über Magmenverteilung, Geolog. Rundschau II, 1912, S. 8—12.

²⁾ ED. SUSS, Das Antlitz der Erde, 3, 2, S. 676 ff.

³⁾ KOBER, Der Bau der Erde, 1921 S. 35, 36, 38, 42, 57, 84, 278 u. 279.

⁴⁾ WOLF, Vulkanismus I, Teil 1914 S. 279 u. 282.

und ausgesprochenen Überschiebungsstrukturen noch eine weitergehende Verfeinerung der bisherigen allgemeinen Analyse. Zur Erklärung dieser Bildungen erscheint es notwendig, die durch vulkanische Phänomene markierten gebirgsbildenden Schubrichtungen und die damit zusammenhängenden Bewegungen hinsichtlich Ausmaß und Wirkung noch eingehender zu verfolgen. Es ist leicht einzusehen, daß stets einsichtig gerichtete Aufpressungen die sich mit wechselnder Intensität immer wiederholen, zu Zerreissungen und Abspaltungen von Rindenteilen und schließlich zu ausgesprochenen Schuppen- oder Deckenbildungen führen müssen. Wenn man nun in Berücksichtigung zieht, daß im ganzen Schichtensystem unseres paläozoischen Ruinenfeldes vom Kambrium bis zum Kulm eine relativ regelmäßige Art der Aufstauung nach einer Haupt- und einer dazu senkrechten sekundären Nebenrichtung fast durchweg zu beobachten ist, so darf man annehmen, daß die bisher besprochenen Eruptivgesteinszüge bzw. eruptiven Überschiebungsapophysen einseitige Reihenaufpressungen nach diesen Richtungen registrieren. Sie haben vermutlich schon im Silur submarine Rückenbildungen erzeugt, die sich heute noch in manchen Diskordanzen an der Untergrenze des Unterdevons auszusprechen scheinen. Als Beispiel seien nur die diesbezüglichen Lagerungsverhältnisse am Nordabhang des Triebigtales bei Salburg¹⁾ erwähnt. — Bei der durch reicheren Vulkanismus angedeuteten erhöhten Gebirgsbildung im Laufe des Devon, die sich ja durch ganz Europa hindurch verfolgen läßt, dürfte in unserem Bereich durch das weitere Anhalten der vorgenannten Schubrichtungen bereits die Entstehung von Decken gefördert worden sein, die auf dem Meeresgrunde gegen Westen und Norden vorwiegend aber in letzterer Richtung gewandert sind und sich vielleicht schon an mehreren Stellen in Form von Inselreihen über das Meeresniveau erhoben haben. Für solche Vorgänge sprechen das häufige Fehlen oder die nur stellenweise Ablagerung von Unterdevon; ferner die nicht seltenen Transgressionen des Mittel- und Oberdevons über ältere Schichten.²⁾ Letztere Erscheinung läßt auch die Vermutung aufkommen, daß die gebirgsbildenden Phasen zeitweise wieder durch geosynklinale Zyklen abgelöst worden sind. Dahin könnte auch das Nachlassen und Ausklingen der vulkanischen Tätigkeit in der Kulmzeit, sowie die Anordnung und Verteilung eines großen Teiles der heutigen Kulmreste gedeutet werden. Bei dieser Gelegenheit sei noch erwähnt, daß sich in der Zeit zwischen Unter- und Oberkulm plötzlich tektonische Linien in N.-S.-Richtung einstellen. Sie haben nicht nur die Abgrenzung von Ablagerungen, sondern auch streckenweise das Schichtstreichen beeinflußt und späterhin durch ihre Neubelebung zur Bildung von Erz- und Lamprophyrgängen Anlaß gegeben. Auch die dazu senkrechte O.-W.-Richtung läßt sich mancherorts feststellen. — Bei der neuerlichen intensivsten Aufpressung der altpaläozoischen Systeme in der Zeit des Mittel- und Oberkarbons traten jedoch die alten Schubrichtungen wieder mit vollster Kraft in Erscheinung. Eine großartige Neubelebung der Überfaltungs- Überschiebungs- und Deckenbildungsprozesse darf wohl als die sichere Folge dieser weitergehenden einseitigen Massenaufstauungen angesehen werden, die schließlich zu den großen zusammenhängenden Zügen des varistischen Hochgebirges geführt haben. Trotzdem heute nur noch abgetragene und verworfene Bruchstücke davon vorliegen, so läßt sich doch in den vorbesprochenen immer wiederkehrenden Leitlinien die Haupt- und Nebenbewegungsrichtung der Falten, Schuppen und Decken gegen das thüringische bzw. fränkische Triasvorland erblicken. Die Hauptbewegung in nordwestlicher Rich-

¹⁾ ZIMMERMANN, Erläuterungen zum Blatt Hirschberg a. Saale, 1912 S. 60 u. 151.

²⁾ Siehe TH. LIEBE, Die Seebedeckungen Ostthüringens, Schulprogramm, Gera 1881, S. 5—8.

tung kommt, wie bereits angedeutet, in der Reihenordnung der Silur-, Devon- und Kulmkomplexe beiderseits der von ZIMMERMANN¹⁾ mit „Ostthüringer Hauptsattel“ bezeichneten kambrischen Kernmassen zum Ausdruck. Besonders die auf deren Südostseite in erzgebirgischer Richtung streichenden Devon- und Kulmschollen von Stadtsteinach bis Greiz verraten breitgelagerte Reste von Falten- und Deckenzügen, die durch ehemalige Nordwestbewegungen erzeugt worden sind. Im Blintendorfer Kulmstreifen hat übrigens auch schon Zimmermann²⁾ die Deckennatur vermutet. — Bewegungen in südwestlicher Richtung finden sich auch überall schwach angedeutet, sie verstärken sich meist nach außen hin und gewinnen vor allem an vielen Stellen des Westrandes, besonders bei Kupferberg, maßgebende Bedeutung. Diese NW.—SO.-Richtung ist aber auch sonst eine wichtige tektonische Linie im gesamten Randgebiet des Fichtelgebirges und Frankenwaldes geworden. Sie bezeichnet nicht nur die Brüche und Überschiebungen, die sich unter teilweiser Begleitung mächtiger Eruptionen bei den ersten noch erkennbaren orogenetischen Bewegungen herausgebildet haben; an ihr ist auch das Gebirge zum Teil im Streichen der ehemaligen Randschuppen unter Herausbildung neuer großartiger Bruchlinien wiederholt in Bewegung geraten und teilweise in die Tiefe gebrochen. An ihr grenzt ferner heute noch das abgetragene und in Schollen zerlegte Deckengebirge durch eine scharfe Überschiebung gegen das mit mesozoischen Sedimenten erfüllte Vorland ab (siehe Fig. 9 S. 70). LEPSIUS hat diesem wichtigen Liniensystem, das heute noch quer durch ganz Deutschland zu verfolgen ist, den Namen „Fränkische Linie“ gegeben; GÜMBEL bezeichnet den Teil längs des Fichtelgebirges und Frankenwaldes mit „Fichtelgebirgsrandspalte“.

Es darf hier nicht unerwähnt bleiben, daß sich in diesen scharf nordwestlich orientierten Randteilen stets auch die im Innern maßgebliche NO-SW Richtung in Form von Transversalachsen bzw. -mulden schwach durchgesetzt hat. Dies kommt vor allem in den Höhenrücken und in der Anlage der Täler klar zum Ausdruck.

Was nun die weitere Entwicklung unseres varistischen Berglandes anbelangt, so darf man wohl annehmen, daß gegen Ende der Oberkarbonzeit die letzte positive Phase, die Landfestwerdung, eingetreten ist. Den Zyklus, den also das Gebirge durchgemacht hat, führte aus der geosynklinalen Phase mit der Ablagerung der Sedimente in einem mehr oder weniger kontinuierlichen Zuge in die „orogene“ Phase. **Das Deckengebirge ist nicht in einem einzigen mächtigen Akt, sondern in einer Reihe von gebirgsbildenden Prozessen entstanden, die sich auf die lange Zeit vom Silur bis zum Karbon verteilen und streckenweise von geosynklinalen Phasen unterbrochen gewesen sind.** Da der allgemeine Bauplan von vorwiegend nordwestlichen und sekundären südwestlichen Stauungsbewegungen beherrscht wird, ist die Genetik am leichtesten verständlich, wenn man an sich überschlagende Falten denkt. Es ist auch klar, daß sich aus den daraus entstandenen Schuppen- und Deckenmassen bei bestimmten Verhältnissen und Dimensionen sekundäre Abspaltungserzeugnisse herausbilden mußten. Die Hauptschubmassen zerfielen naturgemäß in kleinere Teilschuppen und Deckenschollen; Haupt- und Nebenüberschiebungsflächen stellten sich ein und nicht selten wurden die Schubmassen je nach dem Grad ihrer Plastizität nochmals gefaltet oder gefältelt.

Was die Abstammung der heute noch erkennbaren Falten-, Schuppen- und Deckenreste rings um die Gneislinie anbetrifft, so scheinen diese vorwiegend Ab-

¹⁾ Erläuterungen zum Blatt Hirschberg a. Saale.

²⁾ Ebenda S. 166.

kömmlinge der inneren Teile der varistischen Geosynklinale zu sein, die wahrscheinlich in tieferer See entstanden sind. Selbstverständlich sind auch Serien vertreten, die der Flachsee- bzw. Litoralfazies angehören dürften; die sich also gesetzmäßig mit der Emporstauung der Geosynklinale eingestellt haben. Vielfach trifft man auch Deckenteile, die nicht Ausschnitte aus einem reinen Faziesgebiet darstellen. Bei den silurischen, devonischen und kulmischen Ablagerungen, die der tieferen See entstammen, deuten strichweise Einlagerungen von hemipelagischen Kalksedimenten (Silur-, Devon- und Kulmkalke), zwischen Serien abyssischen und pelagischen Charakters (Graptolithen- und Kieselschiefer) den Wechsel der bathymetrischen Verhältnisse durch lange Zeiten hindurch an; es sind Niveauveränderungen des jeweiligen Meeresgrundes, die ebenfalls ein Beweismittel für die vorbesprochenen gebirgsbildenden Prozesse darstellen. Diese Bewegungen bleiben durch solche Lagerungsverhältnisse auch registriert, falls die Radiolariensedimente nach WEDEKIND¹⁾ den küstennahen Gebieten zugehören sollten. Im allgemeinen gelten aber die Radiolarite als Abyssite, wenn man auch bezüglich der silurischen Graptolithenschiefer noch nicht ganz im Klaren ist. Wenigstens haben sich bisher FRECH, KOBER, H. L. F. MEYER, STEINMANN, WÄHNER, WILKENS und zum Teil ANDRÉE²⁾ für die Tiefseeeatur dieser Gebilde ausgesprochen. Auch LAPWORTH,³⁾ dessen Ausführungen vielfach an unsere Verhältnisse erinnern, hält die schwarzen Ton- oder Kieselschiefer mit Graptolithen für pelagische Tonablagerungen, die durch abgesunkene, verkohlte Meeresgrasmengen ihre schwarze Farbe erhalten haben.

Auch die Diabase scheinen nicht allzuhäufig in litoralen Gebieten emporgedrungen zu sein; besonders jene großen Ausbrüche, deren riesige Aschenmassen durch Mischung mit tonigen und kalkigen Sedimentmaterialien ausgedehnte Schalsteinbildungen verursacht haben, dürften auf Grund der vielfach eingeschlossenen Versteinerungen (Brachiopoden und Cephalopoden) der pelagischen oder hemipelagischen Fazies zugerechnet werden. Viele Diabaszüge lassen aber auch durch ihre ausnahmslose Verbindung mit ausgesprochenen Abyssiten (Radiolariten) darauf schließen, daß sie in der Tiefsee die Erdoberfläche erreicht haben. Alles in allem darf man den Grundcharakter der Eruptiv- und Schichtmassen im Umkreis der Münchberger Platte als relativ kontinentalfern einschätzen. Die Hauptsedimente sind daher neben zu Untiefen aufgeschütteten Eruptiv- und Schalsteinmassen sowie vulkanischen Sanden vorwiegend pelagische und hemipelagische Ablagerungen. Im gewissen Gegensatz dazu stehen die weiter nordwestlich vorliegenden großen kulmischen Falten-, Schuppen- und Deckenreste des Frankenwaldes und Ostthüringer Berglandes. Sie durchlaufen infolge der nur allmählichen Veränderungen im Relief des Meeresbodens während der langen Zeit ihrer Ablagerung die Reihe der abyssischen, pelagischen und litoralen Fazies. So folgen über die nur an wenigen Stellen nachweisbaren, vermutlich in großer Tiefe abgesetzten Kieselschiefer⁴⁾ pelagische Kalke; ferner gegen Westen hin allmählich hemipelagische Tonschiefer (Kulmdachschiefer), die nach oben zu immer sandiger werden und schließlich in litorale Grauwacken

¹⁾ WEDEKIND, Biostratigraphie (Anhang p. 41 ff.), 1916.

²⁾ ANDRÉE, Über Goniatitenkalke u. Kieselschiefer. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Paläon. 1916 S. 487 ff. Siehe auch N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXV S. 366 ff. Ferner PETERMANN'S Geogr. Mitt. 59. Jahrg. 1913. 2. S. 247—249.

³⁾ LAPWORTH, Ch., The secret of the Highlands. Geol. Mag. 1883.

⁴⁾ Einem der größten Komplexe lyditischer Kulmablagerungen begegnet man südöstlich Dörnach von der Ackerwand bis zur Markgrafenhöhe und Radspitze bei Mittelberg.

und grobe Küstenkonglomerate übergehen. Wir gelangen demnach zu dem Bilde, daß sich die fazialen Veränderungen in ungefähr nordwestlicher Richtung fortschreitend vollzogen und auch die bathymetrischen Verhältnisse sich im gleichen Sinne ganz langsam über ansehnliche Zeiträume hinweg geändert haben. Es befanden sich also Teile dieses Ozeanbodens, wie schon einmal angedeutet, in einem Stadium langsamer Verlandung, das erst in der Zeit des Mittelkarbons durch intensive Gebirgsbildungsvorgänge abgelöst wurde. Diese scheinen übrigens aus der Mitte der Geosynklinale hervorgehend, die gleiche Entwicklungsrichtung genommen zu haben wie die Faziesreihen. Große Teile der südlichen Zone im Gebiete des heutigen Fichtel- und Erzgebirges waren wohl schon in intensiver Aufstauung begriffen, als noch in Teilen der nördlich vorgelagerten Zone stetige Sedimentierung herrschte. Dieser Entwicklungsgang erscheint auch klar, da der damalige Hauptdruck zweifellos von der böhmischen Masse ausging. Der Wiederkehr dieses Druckes ist es wohl auch zuzuschreiben, daß bei den späteren Schollenzerlegungen der Grad der Heraushebung sich nach gleichen Tendenzen ordnete. So finden sich im heutigen Abtragungsbild der südlichen Zone im Fichtelgebirge und Erzgebirge, hochgradig metamorphosierte Rindenstücke als Hochschollen entblößt, die aus großer Versenkungstiefe stammen müssen, während gegen Norden hin tiefere Schollen mit geringerer Metamorphose und schließlich normalen Sedimenten folgen. Auch der Grad der heutigen Erhaltung spricht sich in dieser Reihenfolge aus. Am stärksten gestört erscheint das Fichtelgebirge und die Gneismasse, während der Frankenwald ein verhältnismäßig weniger verändertes Stück des alten Gebirges darstellt, in dem die varistischen Züge besonders der Faltenbau noch am besten erhalten sind.

Hinsichtlich des gestörten und hochmetamorphen Charakters der Gneislinie, die uns am meisten interessiert, darf man auf Grund der Forschungsergebnisse an gleichartigen Gebilden anderer Gebirgszonen zu der Annahme greifen, daß es sich um ein Rindenstück handelt, daß durch bedeutende Bewegungen in großer Tiefe versenkt war und dabei von ausgedehnten Intrusionen durchtränkt wurde. Betrachtet man den besten Aufschluß dieser Art, den Bernecker Steinbruch (siehe Fig. 8, S. 57), so spricht das ganze Bild der Strukturformen für eine ehemals allgemeine Plastizität des gefalteten kristallinen Schichtkörpers. Es ist ein Bild, dessen Entstehung nur in solcher Rindentiefe möglich war, wo sich sedimentäres und eruptives Material in weichem Zustande gegenseitig durchdringen konnten. Ein großer Teil der tektonischen Deformationen ging deshalb wohl sicher der Kristallisation voraus, es war eine ptygmatische Faltung (nach Sederholm). Im weiteren Verlaufe der Bewegungen des lange andauernden Aufstauungsprozesses dürften naturgemäß noch weitere Deformationen entstanden sein, die während und nach der Kristallisation eingetreten sind. So kann man wohl sicher vor-, para- und nachkristalline Störungsbilder ausscheiden, die wert wären einmal einer genauen Detailuntersuchung unterzogen zu werden. Die zahlreichen kleineren Aufschlüsse im Inneren der Gneismasse enthalten ähnliche Bilder, wenn auch nicht in der Klarheit und Evidenz wie der Bernecker Steinbruch. Bemerkenswert sind die Aufschlüsse beim Bahnhof Oberkotzau, vom „Stein“ bei Konradsreuth,¹⁾ im Bahneinschnitt bei Fattigan, im Steinbruch am Lerchenbühl, 2 km WNW. Münchberg, im Steinbruch am Ottenberg bei Mussen und im Tal des oberen Schorgastbaches.

¹⁾ Wie bereits DÜLL [(17) S. 11] erwähnt, zeigt dieser Aufschluß gefalteten Gneis mit auffälligen Granatreihen in seinen Resorptionsbändern.

Die Tatsache, daß bei den meisten Deformationsbildern gefaltetes Eruptivmaterial granitischer Herkunft beteiligt ist, könnte vielleicht als Hinweis betrachtet werden, daß die ersten saueren Intrusionen gleichzeitig mit der Auffaltung des Gebirges erfolgten. Von ihnen scheiden sich jene Intrusivmassen ab, wie wir sie im Galgenberggranit des Kupferberger Randes kennen gelernt haben. Sie sind gleich den lakkolithartigen Gneisgraniten der bekannten erzgebirgischen Kuppeln von Freiberg, Sayda, Katharinenberg¹⁾ etc. erst beim Empordringen von den Bewegungen der karbonischen Auffaltung erfaßt und zu verquetschten, oft weit verzweigten Intrusionen umgeformt worden. Daraus erklärt sich auch die bei dem Abschnitt „Lagerungsverhältnisse“ erwähnte Eigenart, daß diese Intrusivgranite keinerlei Ablenkungen im Generalstreichen der Schiefer herbeigeführt haben. In gewissem Gegensatz dazu stehen die großen granitischen Intrusivzüge des Fichtelgebirges, des südöstlichen Erzgebirges (Eibenstock) und des Kaiserwaldes, die erst im Anschluß an die Bildung des Kambrium-Kulmgebirges bzw. während des allmählichen Erlöschens der Gebirgsbildung entstanden sind. Sie sind charakterisiert durch diskordante Auflagerung der kontaktmetamorph veränderten Sedimenthülle, fügen sich aber in ihrer Masse und besonders auch mit ihrer herausgeschälten Oberfläche in die beiden vielfach besprochenen tektonischen Hauptlinien, besonders in den einseitig gegen NW. bewegten Hauptfaltenbau des varistischen Gebirgstückes ein. So sehen wir als Endeffekt des ganzen Zyklus die endgültige Verfestigung der emporgestauten Gesteinsserien infolge massenhafter Durchsetzung mit granitischen Magmen. Damit ist ein großer Teil der Gebirgszone zu einer halbstarren Masse geworden, die von keinem geosynklinalen Zyklus mehr abgelöst werden konnte, sondern in den folgenden Zeiten neben der Abtragung nur noch Verschiebungen erlitten hat. Der Vulkanismus kam jedoch mit Abschluß der Gebirgsbildung noch nicht zum völligen Stillstand; er überdauerte diese noch einen beträchtlichen Zeitraum in allerdings wesentlich schwacher und abklingender Form. Neben zahlreichen Nachschüben jüngerer granitischer Materials, die häufig zu unrichtigen Altersbestimmungen der Hauptgranitintrusionen Anlaß gegeben haben, folgen noch Eruptionen verschiedener Ganggesteine, wie Lamprophyre, Porphyre, Porphyrite, Diorite, Proterobase und Kersantite. Diese letzten vulkanischen Ereignisse vollzogen sich meist auf verschmälerten Zonen älterer Intrusivstreifen unter meist strenger Einhaltung der tektonisch vorgeschriebenen alten Hauptlinien. Nur die Lamprophyre fallen aus diesen Linien heraus und bevorzugen die bei den kulmischen Bewegungen erwähnten meridionalen Richtungen. Die Dauer der gesamten Intrusivperiode läßt sich also einerseits durch die karbonische Auffaltung, andererseits durch das Ende des Oberkarbons oder den Anfang der Rotliegenden-Zeit begrenzen. Wir haben in dieser Verfolgung der vulkanischen Ereignisse wieder ein klares Beispiel dafür, daß intensive Aufstauungen von Geosynklinalen vulkanische Erscheinungen im Gefolge haben. — In bergbaulicher Hinsicht ist noch der eigenartige Umstand von großer Bedeutung, daß die aus dem einheitlichen Magmaherde abgespalteten körnigen Intrusivmassen mit batholithischem Charakter nur ganz vereinzelt und einförmige Erzgänge erzeugten, während die an Masse erheblich zurücktretenden, vielfach verzettelten porphyrischen Intrusionen, die mannigfaltigsten epigenetischen Erzvor-

¹⁾ Siehe F. KOSSMAT, Über die Tektonik im westlichen Erzgebirge, Zentrabl. f. Min., Geol. u. Pal. 1916 S. 163. — Idem, Übersicht der Geologie von Sachsen. Kurze Erläuterungen zu den von der Kgl. Sächs. geol. Landesuntersuchung herausgegebenen Übersichtskarten. Leipzig 1916.

kommissionen brachten. Das beste Beispiel hierfür bietet die Verteilung der Erzlagerstätten im Erzgebirge. Aber auch die abwechslungsreichen Erzvorkommen am Münchberger Gneisrand, besonders die Lagerstätten des Westsaumes im Gegensatz zu dem verhältnismäßig spärlichen Auftreten größerer Erzmassen im Fichtelgebirge sprechen entschieden für diese Gesetzmäßigkeit.

Die Gneislinse scheint also in unserem bisherigen Betrachtungsgebiete die meiste Aussicht für Bergwerksunternehmungen zu bieten. Besonders die Umgebungen der mehr konkordant eingelagerten Intrusivgranite dürften sich ähnlich wie im engeren Untersuchungsgebiete als erzeich erweisen. Allerdings wird man bei der Erschließung der Erze infolge der verwickelten tektonischen Verhältnisse vor nicht allzu leichte Aufgaben gestellt werden. Vor allem lassen sich bei dem herrschenden Überschiebungsbau nur in den seltensten Fällen ausstreichende Erzgänge feststellen. Aber auch im Falle der Findigkeit wird man bei den Ausrichtungs- und Hereingewinnungsarbeiten gewissen Schwierigkeiten begegnen, die darin begründet sind, daß gerade die Gneismasse den stärksten Auspressungen und tiefgehendsten Bewegungen ausgesetzt war. Wenigstens darf man aus ihrer ganzen Anordnung im heutigen Gebirgssystem, aus den vorbesprochenen Strukturen, ferner aus der hohen Regionalmetamorphose den Schluß ziehen, daß sie eine Art Narbe darstellt, also eine Region, in der tiefere Rindenteile des Gebirges an die Oberfläche gekommen sind.

Nach den GÜMBEL'schen Profilen gewinnt man den Eindruck, daß es sich um Reste fächerförmig ausgepreßter Falten, also höchstwahrscheinlich um eine Art Wurzelzone handelt. Es wäre dann auch begreiflich, daß hier, ebenso wie in den Wurzelgebieten anderwärts ein lebhafter Vulkanismus eingesetzt hat, der große Gesteinskörper zum Einschmelzen brachte und durch ausgedehnte Intrusionen vielleicht auch Störungen in der Aufstauung verursachte. Besonders in der südlichen Hälfte der Gneismasse gegen den Rand zu glaubt man neben den vielen untergeordneten Transversalfaltungen auch Bewegungen im entgegengesetzten Sinne feststellen zu dürfen. Es sind eine Art Rückfaltungen, wie sie auch in den Alpen gerade in den Wurzelregionen vielfach nachgewiesen worden sind. Aus diesen Rückfaltungen würde sich der seltsame Umstand zwanglos erklären, daß die Münchberger Gneise auch über ihre südöstliche Umrahmung hinausquellen und damit die randlichen Schiefer-sedimente rings um die Gneislinse und gegen sie geneigt eintauchen. Man darf wohl annehmen, daß sich diese Erscheinung im Laufe der späteren Zeiten durch das weitere Anpressen des Fichtelgebirges, besonders in der Periode der Alpenauf-faltung, zu einer förmlichen Unterschubung der Wurzelregion herausgebildet hat. Berücksichtigt man nun den Umstand, daß man bei sorgfältigen Begehungen des Gneisrandes fast überall auf ausgesprochenen Überschiebungsbau stößt, der vielfach durch Schollen- und Schuppenbildung, stellenweise durch totale Zertrümmerung der Gesteine, also in seiner Gesamtheit durch tektonische Trümmerhaufen gekennzeichnet ist, so läßt sich darin ein wichtiges Argument auch für den Deckencharakter des Gneisrandgebietes erblicken. Gestützt wird diese Annahme noch durch die zahlreichen Mylonitbildungen, die sich besonders an den Rändern der Gneismasse häufen und damit die Zunahme von Überschiebungserscheinungen andeuten. Die Mylonitgesteine verdichten sich ganz besonders an jenen Streifen, die den Rand der am stärksten gestörten Sedimentzone begrenzen. Die granitischen Gesteine sind gegen diese Grenzen hin stark gequetscht, zertrümmert und schließlich zu granulit- und augengneisartigen Gesteinen (Granite écrasé¹) umgebildet. — Auch die sogen.

Chloritschieferzone ist wohl zum großen Teil durch Umwandlung von geschleppten und gepreßten Dioriten zu Hornblendeschiefer oder durch feinste Zertrümmerung und Umpressung von Grünsteinmassen, also durch Mylonitisierung und Rekristallisation zu erklären. Damit wird das im dritten Abschnitt behandelte petrographische Problem zum Teil auch zu einem tektonischen von nicht geringer Bedeutung. (Vgl. S. 45, 47 u. 50.)

Überblickt man nun die Gesamtheit aller bisher besprochenen Erscheinungen im Gneisgebiet, so kann man sich des Eindruckes kaum erwehren, daß **die alte Gumbel'sche Ansicht von einer ehemaligen Faltung des Gebietes weit mehr Geltungswahrscheinlichkeit gewinnt als die Auffassung von Lepsius²⁾, Kohler³⁾ u. a., die nur von einer Schollenzertrümmerung und den dadurch hervorgerufenen sekundären örtlichen Faltungen und Fältelungen wissen wollen.** Abgesehen davon, daß Strukturbilder, wie sie im Bernecker Steinbruch vorliegen, unmöglich als Folgen von einsinkenden Schollen betrachtet werden können, ist schon der Gedanke völlig unhaltbar, daß die gesamte Gneismasse mitten in einem Gebiet der alten variskischen Auffaltung, also in einer ehemaligen Region heftigsten Raumkampfes, ohne Zusammenschub und Aufpressung oder Hinabdrückung geblieben sein sollte. Wenn man auf der einen Seite der Gesteinsmasse nach erfolgter Vergneisung, also nach magmatischer Durchtränkung und Verhärtung noch so viel Plastizität zuschreibt, daß sie sich von sekundären Druckkomponenten zentripetaler Kräftewirkungen örtlich falten oder fälteln läßt, so ist ganz und gar nicht einzusehen, warum dieselben Gesteinskomplexe vor ihrer eruptiven Versprödung den riesenhaften Pressionen der kambrisch-kulmischen Gebirgsbewegungen Faltungswiderstand entgegengesetzt haben sollen. Die Schollenreaktion wäre in einem solchen Falle nur dann erklärlich, wenn das jetzige Gneisgebiet vor der karbonischen Gebirgsbildung bereits als kratogenes Feld,⁴⁾ d. h. als magmadurchsetzte, spröde Masse bestanden hätte, die von der Auffaltung nicht überwältigt, sondern nur unter Schollenzerfall inmitten des Gebirgsbildungsherdens emporgetragen worden wäre. Dafür bestehen im allgemeinen keine Anhalte, wenn auch an vereinzelt Stellen in nächster Umgebung des Gneisterrains die Präexistenz starrer Untergrundmassen durch Granitblöcke belegt ist, die bei altpaläozoischen Diabaseruptionen⁵⁾ mit emporgerissen worden sind.

Man sieht also, das Münchberger Plateau, zumal seine Gneiszone, bietet noch eine Fülle von Problemen, deren Lösung wohl möglich, aber noch weit entfernt ist. Es müssen erst die in ihnen liegenden Schwierigkeiten entfernt werden, ehe man sich den letzten Fragen zuwenden kann. Dies bedeutet aber noch eine recht dornenvolle und mühevollen Einzelarbeit. Deshalb sollen auch alle vorstehenden Betrachtungen — das sei ausdrücklich festgestellt — nur tektonischen Anregungswert haben. Sie sind mehr ein vergleichendes Anschauungsergebnis, da für eine einigermaßen exakte wissenschaftliche Entwicklung, sowohl die vorhandene Literatur, wie auch die bisherigen Feldstudien bei weitem nicht ausreichen. Die Hauptsache bleibt vorläufig, daß recht bald durch Neuaufnahmen in den für die Erzindustrie wichtigen Randgebieten Grundlagen geschaffen werden, wie sie in benachbarten

¹⁾ TERMIER, P., Le massif des Grandes-Rousses. Bull. Serv. Carte Geol. de la France No. 40 T. VI (1894—95) April 1894.

²⁾ LEPSIUS, R., Geologie v. Deutschland, 2. Teil 1910, S. 136.

³⁾ KOHLER, E., Über d. geol. Aufbau der Münchberger Gneisinsel, 1914, S. 54.

⁴⁾ Bezeichnung von KOBER; siehe Bau der Erde S. 21.

⁵⁾ Siehe GUMBEL, Fichtelgebirge S. 479 u. 480.

Gebieten von DALMER, LIEBE, SAUER, SCHALCH, ZIMMERMANN u. a. vorliegen, und zwar in genauester und sauberster Detailarbeit. Wenn die vorstehenden Zeilen zu dieser angeregt und an diesem oder jenem Punkte die Probleme gezeigt hätten, die noch der Lösung harren, würde der mit ihnen verfolgte Zweck erreicht sein.

Faltungsreste am Kupferberger Rand.

Wenden wir uns nun wieder den lokalen Verhältnissen des Kupferberger Randstreifens zu und versuchen auf Grund der vorstehenden regionalen Betrachtungen die mutmaßlichen Einflüsse der karbonischen Gebirgsbewegungen auf dieses engere Gebiet klarzulegen, so kommen wir ungefähr zu folgendem Ergebnis: Der Kupferberger Rand ist ein durch spätere Ereignisse stark veränderter Ausschnitt aus einem varistischen Gebirgsknoten, der nach zwei aufeinander senkrechten Richtungen (NO.—SW. und NW.—SO.) in einer Reihe von gebirgsbildenden Phasen aufgestaut wurde, die vom Silur durch das Devon bis Ende der Karbonzeit mit größeren oder geringeren Unterbrechungen angedauert haben. Durch die Interferenz beider Bewegungen sowie durch die unterschiedliche Intensität derselben sind naturgemäß höchst unklare Faltenbilder und wohl auch unregelmäßig angeordnete Rindenstücke entstanden, die durch jüngere tektonische Prozesse noch erheblich modifiziert worden sind. Die stete Wirkung einseitiger Schubrichtungen hat ferner die Herausbildung steilstehender Schuppen und Decken gefördert, die wohl aus ehemals isoklinalen Falten hervorgegangen sind. Als Auswirkung dieser Art Faltung im Bereiche der stauenden Diabase könnte man vielleicht die auf engem Raume in so großer Zahl auftretenden isolierten Diabaslagerstücke betrachten, die vermutlich durch Überschiebungsvorgänge vom Hauptkörper losgelöst und zwischen Schieferschuppen geschoben wurden. Auf Faltungsvorgänge ließen sich möglicherweise auch die zahlreichen gewundenen Rutschflächen, die unregelmäßige polyedrische Absonderung, der ausgesprochene Grünsteinhabitus, das brekziöse Aussehen an der Grenze gegen die überfaltete Sedimentzone sowie die strichweise Umwandlung zu harten, grünen Schiefen zurückführen. Jedenfalls ist anzunehmen, daß die starren Eruptivmassen nicht so leicht in die gebirgsbildenden Prozesse einbezogen worden sind und deshalb ein wesentlich anderes tektonisches Verhalten gegenüber den Faltungsbewegungen angenommen haben als die Schiefer. Sie dürften wohl den Bewegungen soviel als möglich ausgewichen sein und deshalb den relativ bodenständigsten Teil unseres varistischen Gebirgsstückes darstellen.

Was die nördlich vorgelagerte Gneissmasse anbelangt, so ist mangels richtiger Aufschlüsse der tektonische Einblick in unserem Gebietsteil ein recht geringer. Nach den vorstehenden regionalen Betrachtungen ist sie aber aller Wahrscheinlichkeit nach als jenes Relikt des karbonischen Baues zu betrachten, das nicht nur den stärksten Auspressungen und tiefgehendsten Bewegungen ausgesetzt war, sondern im plastischen Zustande in bedeutender Tiefe weitgehende molekulare Veränderungen erlitten hatte. Damit erklären wir uns einerseits die auf Faltung zurückzuführende intensive Überschiebungs- und Schuppenstruktur, andererseits die hochgehende Regionalmetamorphose, die neben den Veränderungen durch Granitkontakt überall in Erscheinung tritt. Als weiterer Hinweis auf stattgefundene starke „Orogenese“ sind ferner die zahlreichen Mylonitbildungen zu betrachten, die nach LAPWORTH,¹⁾

¹⁾ LAPWORTH, CHR., The Highland Controversy in British Geology; its causes, courses and consequences. Rep. British Association (Aberdeen 1885) p. 1025.

FRIEDEL,¹⁾ TERMIER,¹⁾ SEIDLITZ²⁾ u. a. besonders dort hervortreten, wo die Schubspannungen ihre stärksten tangentialen Auslösungen gefunden haben, wo also vor allem Überschiebungs- und Deckenstrukturen vorliegen. In den vorstehenden allgemeinen Ausführungen wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Randfazies des Galgenberggranits strichweise mylonitisiert erscheint. Besonders die Diorit-, Hornblende- und Chloritschiefer tragen alle Anzeichen solcher Veränderungen an sich. Aber auch weiter im Innern treten häufig Zonen auf, wo Glimmerschiefer mit Amphibolitschiefer und mehr oder weniger zerquetschten und mylonitisierten porphyrischen Gneisen wechseln. Es gewinnt ferner den Anschein, daß ein großer Teil der granulitartigen Gesteine sowie der Augengneise zerquetschte Granite (*granite écrasé*, *mylonite granitique*) darstellen, ähnlich wie sie TERMIER³⁾ beim Granit des Pelvoux und in den Grandes-Rousses beschrieben hat. Wenn auch die eingehende Klärung dieser Verhältnisse der Zukunft vorenthalten bleiben muß und noch manches unsicher erscheint, so darf man doch aus der Gesamtheit aller vorangeführten Erscheinungen schließen, daß auch das Kupferberger Gneisgebiet einen alten tiefabgetragenen Faltenbau repräsentiert, der alle Anzeichen einer Überschiebungs- und Deckenstruktur an sich trägt.

Betrachten wir nun das Gesamtbild des tektonischen Aufbaues am Kupferberger Rande, so fällt vor allem auf, daß hier die sonst untergeordnete südwestliche Aufstauungs-Richtung die Oberhand behält. Sie kommt vor allem in der herzynisch streichenden Schichtenstellung und der Anordnung der „Grünsteine“ klar zum Ausdruck, während die varistische Richtung nur in den südwestlich streichenden Höhenzügen des Spitz-, Schiefer-, Galgen- und Wurmberges erhalten geblieben ist. Auch die Randflüßchen, wie der Streich-, Lies- und Arnitzbach halten diese Richtung ein und suchen durch Eintiefung ihrer Täler das herrschende Nordweststreichen zu entkräften. Wir haben in dieser dem varistischen Hauptstreichen entgegengesetzten Orientierung des Randes eine Anlage, die dem Verlauf der Faltenachse entspricht. Diese ist schon bei Berneck aus der varistischen Längsrichtung in die herzynisch streichende Querrichtung übergegangen und biegt nördlich Kupferberg nach kurzem meridionalen Verlauf wieder in die Hauptrichtung zurück. Über die Entstehung dieser seltsamen Wendungen kann man verschiedener Ansicht sein. In den allgemeinen Ausführungen wurde bereits zum Ausdruck gebracht, daß die ganze Anlage tektonisch vorbestimmt ist. In ihr spiegeln sich die vorbesprochenen großen Leitlinien wieder, von denen das ganze varistische Grundgebirge beherrscht wird. Auf diesen Linien intrudierten die Diabase bei den ersten Geosynklinalbewegungen und an den Diabasen stauten sich wieder gegen die seitlichen Ränder hin die in Phasenbewegung gegen NW. vorrückenden späteren Hauptdeckenzüge. Es entstanden also Deformationen der primären Hauptrichtungen, die zur Bildung von transversalen Faltungsachsen (Erhebungsachsen) führten. Wir haben demnach für das wiederholte rechtwinklige Umbiegen sowohl lokale Wirkungen eines Seitendruckes, wie auch durch Hindernisse hervorgerufene seitliche Schichtenstauungen anzunehmen. Gleichviel ob nun echte Deckenreste oder nur transversale

¹⁾ TERMIER, P. und FRIEDEL, G., Sur l'existence de phénomènes de charriage antérieurs au Stéphanien dans la région de St.-Etienne C. R. Ac. Sc. T. 142 1906.

²⁾ SEIDLITZ, W. v., Sur les granites écrasés dans les Grisons, le Vorarlberg et l'Allgäu. C. R. Ac. Sc. 1910.

³⁾ TERMIER, P., Le massif des Grandes-Rousses. Bull. Serv. Carte Geol. de la France No. 40 T. VI, 1894.

Schuppungen einer größeren Einheit vorliegen, kann man doch mit einer gewissen Berechtigung von einer ausgesprochenen Südwestbewegung im Randgebirge sprechen, von einer Bewegung, die gegen das spätere fränkische Triasvorland gerichtet ist. Sie ist im ganzen keine große und verliert sich bereits im Gneishinterlande auf der Höhe der Linie Stammbach-Hohenberg. Sie weckt aber sofort die Vorstellung von ehemals westlich vordringenden Falten, die in Schuppen oder Decken übergegangen sind. Das ganze Schichtensystem scheint eben in der langen, wechselvollen Zeit der silurisch-karbonischen Gebirgsbildung durch zeitweise anstürmende Faltenwellen auf einen kleinen Raum vor den klotzigen Diabasbarren zusammengepreßt und schließlich über sie hinweggedrängt worden zu sein, so daß wohl die meisten Schichtglieder von ihrem Untergrunde losgelöst und nach vorwärts getragen worden sind. Vielleicht entstanden durch das Vorrücken rückwärts liegender Decken wiederholt neue Faltenwellen, die sich ebenfalls vor der Diabasmauer auftürmten und über diese hinwegglitten. Je nach der Versenkungstiefe der einzelnen Gesteinsmassen bei diesen orogenetischen Prozessen und der damit verbundenen Plastizität bildeten sich wohl auch in verschiedenem Grade molekulare Veränderungen heraus. Es erhielten alle Gesteine einen bestimmten tektonischen Habitus, eine tektonische Fazies. Es ist eine Art Metamorphose, und zwar eine regionale, eine allgemeine Metamorphose in verschiedenen Abstufungen entstanden. So geben sich die tieferen Schieferserien, wie der graue Glanzschiefer, der Graphitschiefer und einige Horizonte des Haupttonschiefers durch ihren mehr oder weniger starken Metamorphismus als typische Glieder einer orogenetischen Zone zu erkennen. Die häufig auftretenden Differenzierungen im Haupttonschiefer sind allerdings zum Teil auch stratigraphischer Natur; dies bezieht sich besonders auf jene Deckenteile, die strichweise sandiger werden und wohl aus seichteren Teilen der Geosynklinale stammen.

Die Vollständigkeit des Bildes leidet heute wesentlich darunter, daß durch intensive Abtragung und durch jüngere tektonische Vorgänge alles in kleine Teildecken oder isolierte Deckschollen aufgelöst ist. Aus der Kartierung und den Bergbauaufschlüssen läßt sich leicht ersehen, daß vorwiegend geringmächtige Schubsplitter von Haupttonschiefer in verschiedenen Faziesdifferenzen die Oberfläche bedecken. Weitgehende Zermalmung, lokale Fältelungen sind das Charakterbild dieser Deckenrudimente. Am Gneisrande, wo Chlorit- und Glanzschieferschollen zwischen den Haupttonschieferschuppen und den darübergehenden Gneisdecken schwimmen, erreicht die Zerstückung und Zertrümmerung ihren Höhepunkt. Erst nach der Tiefe zu wird der Deckenbau anscheinend ruhiger; dafür sprechen die Profile des „St. Veits-“ und „Rothenhanschachtes“. Die Schichtkörper erscheinen hier auch vollständiger. Über den Bau der Gneisdecke ist außer dem bereits Erwähnten wenig mehr zu sagen. Vor allem fehlen die für eine gründliche Beurteilung notwendigen Aufschlüsse. Aus der geologischen Aufnahme ergibt sich, daß sie die im Westen stirnenden Randschiefer von Osten her überfahren und sich in ihren Ausläufern fingerartig ausspitzen. An einigen Stellen des westlichen Galgenberghanges kommen die untenliegenden Schiefer durch die Erosion in kleinen Fenstern wieder zum Vorschein. (Siehe montangeol. Karte.) Durch die intensiveren tektonischen Geschehnisse sowie durch die weit höhere Regional- und Kontaktmetamorphose scheidet sich die Masse der Gneisschuppen von jener der normalen Randschiefer. Trotz stellenweiser Übergänge besteht im allgemeinen eine scharfe tektonische Kluft zwischen beiden. Sie stellen getrennte tektonische Einheiten dar, wenngleich sie ehemals in stratigraphischen Beziehungen zueinander gestanden haben mögen. Wir

unterscheiden demnach in der Gesamtheit eine Innen- oder Gneisdeckenmasse und einen Randdeckenkörper. (Siehe Fig. 9.) Die Innendecke tritt in ihren äußeren Teilen mit sehr flach liegenden Überschiebungsmassen über die Randdecke, die selbst wieder in viele Überschiebungsflächen zerfällt, welche meist mit mitgeschleppten Diabas- und zuweilen auch Keratophyrdecken belegt sind. Die Randdecke endlich tritt mit mächtigen Diabasmassen an der Basis in einer scharfen, mehr steilstehenden Überschiebung

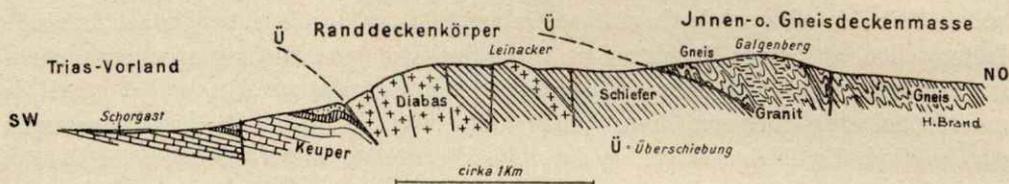


Fig. 9.

Schematischer Schnitt durch den Westrand der Münchberger Masse bei Kupferberg.

(„Fichtelgebirgsrandspalte“), über das Triasvorland. So beschließen wir unsere Betrachtungen mit dem Ergebnis, daß im Kupferberger Randgebiet ein tief abgetragenes Deckengebirge vorliegt, das wohl zum großen Teil mit einem Überschiebungsmassenglied zusammenhängt.

b) Radiale Dislokationen.

Allgemeines über Spalten und Spaltenstörungen (Verwerfungen).

Die varistische Gebirgsaufstauung ist naturgemäß nicht ohne Spaltenbildungen und Vertikalverschiebungen abgegangen. Es wurde bereits früher erwähnt, daß Anzeichen für wiederholte Unterbrechungen der langandauernden Gebirgsbildung durch geosynklinale Phasen, also durch Absenkungen vorliegen. Aber auch Hebungen sind anzunehmen, die sich in Spalten, Brüchen, Flexuren und Verbiegungen äußerten; um so mehr als die langsame Erstarrung des varistischen Gebirges nicht alle Teile gleichzeitig erfassen konnte. Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, daß besonders beim letzten Akt der varistischen Erhebung der aufgefaltete Bau, ähnlich wie in den West- und Ostalpen durch epirogenetische Bewegungen¹⁾ noch um ein Bedeutendes emporgetrieben worden ist, da hierzu der mehr in der Tiefe wurzelnde Zusammenschub der Massen allein nicht genügen konnte. Diese Bewegungen geschahen dann als Fortsetzung der orogenetischen Bewegungen, es waren gewissermaßen Abschlußbewegungen, die wohl erst zur endgültigen Heraushebung des varistischen Hochgebirges geführt hatten. Als Gegenreaktion dieser Auftreibungen könnten dann die später folgenden Senkungen aufgefaßt werden, die sich weniger in unserem Gebiete als vielmehr im anschließenden Thüringer Walde so klar erkennen lassen. Diese Art Schlußphase, die nach HEIM²⁾ durch isostatische Kräfte zu erklären ist, dürfte bei uns in das Oberkarbonende und das Unterrotliegende fallen. Es ereigneten sich um diese Zeit wiederholte Bodenbewegungen, die sich aus den Lagerungsverhältnissen des Unterrotliegenden klar ergeben und die große Deformationen des ganzen Falten-, Schuppen- und Deckengebirges im Streichen desselben und quer

¹⁾ STILLE gebraucht dafür den Ausdruck „orogenetische Hebungen“ (siehe Hebung und Faltung im sogen. Schollengebirge, Monatsber. d. d. geol. Ges. 68. 1916 S. 290).

²⁾ HEIM, ALB., Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein, Beitrag zur geol. Karte der Schweiz, 25. Lief. 1891, S. 476 ff.

darauf verursachten. Im Hauptstreichen sanken die nördlichen Außenränder, Teile des Thüringer Vorlandes, ein und quer dazu erfolgte der langausgedehnte gewaltige Niederbruch gegen das schwäbisch-fränkische Gebiet. Diese Zertrümmerung der westlichen Fortsetzung des varistischen Berglandes führte zur Anlage einer ozeanischen Senke unter Herausbildung eines großartigen Bruchliniensystems, der sogen. fränkischen Linie, längs des heutigen NW.-streichenden Gebirgsrandes. Daß diese eigenartige Absenkung schon am Abschluß der Oberkarbonzeit erfolgte, dürfte aus den Lagerungsverhältnissen des Unterrotliegenden hervorgehen, das von Neustadt a. d. Waldnaab bis zum Südabhang des Thüringer Waldes nur am Rande abgesetzt und angelagert erscheint. GÜMBEL hat den Abbruch bereits in das Oberkarbon verlegt, weil er die Stockheimer Schichten noch der Steinkohlenformation zurechnete, während sie später E. WEISS auf Grund der Flora als Unterrotliegendes (Untere Gehrener Schichten) bestimmen konnte. — Aber auch gegen Norden hin dürfte sich dieser Einbruch weit über den Thüringer Wald hinaus erstreckt haben, da bereits die Verbindung des Zechsteinmeeres von Norden nach Süden hindurchging. Andere Spalten und Verwerfungen, die sich zum großen Teil ebenfalls an die Herausbildung des westlich vorgelagerten Synklinoriums knüpfen, sind der Weg von Eruptivgesteinen, Erz- und Minerallösungen gewesen, die heute noch als Gänge vorwiegend in der Nähe der Niederbruchsränder festgestellt werden können. Als wichtigste Vertreter der Eruptivgesteinsgänge gelten der langgestreckte Proterobasaltzug des Ochsenkopfes, dann die im weiteren Umkreis auftretenden Porphyrgänge, die Mesodiabase der Münchberger Masse und des Ostthüringer Berglandes und schließlich die zahlreichen Lamprophyrzüge des Frankenwaldes. Von Erzgängen sind diejenigen des Frankenwaldes, des Untersuchungsgebietes und des übrigen Westrandes bis nach Goldkronach nennenswert; von Mineralgängen haben die zahlreichen Quarzgänge des Fichtelgebirges gewisse Bedeutung. Alle diese ausgefüllten Spalten- und Verwerfungszüge folgen im Streichen den bekannten großen Leitlinien, ganz besonders aber der NW.-Richtung; nur die Lamprophyre, einige Porphyre und Erzgänge des Frankenwaldes, sowie vereinzelte Eklogit- und Serpentinzüge bei Stammbach bzw. Kupferberg stellen sich nach der NS.-Richtung ein.

Die immer wiederholten energischen Bewegungen der durch Verwerfungen zerbrochenen Schollen schwächen sich gegen Ende des Mittelrotliegenden immer mehr ab und erlöschen schließlich im Oberrotliegenden vollständig. Dies beweist die Tatsache, daß über den vielfach gestörten, oft steil aufgerichteten Schichten des unteren und mittleren Rotliegenden die oberen Ablagerungen eine flachere Lagerung einnehmen und sich schließlich nahezu horizontal ausbreiten. Diese verhältnismäßige Ruhe dürfte auch weiterhin in die Triaszeit hinein angedauert haben, da die permischen Randablagerungen und die ältesten Triasschichten ohne merkliche Diskordanz ineinander übergehen. Das westlich vorliegende Triasmeer scheint übrigens auch in der ganzen Zeit seines Bestehens durch unser Gebirge eine Beschränkung erfahren zu haben; wenigstens sind bis heute keine Spuren von jüngeren Ablagerungen auf den Höhen bekannt geworden. Daß jedoch die randlichen Teile des Kontinentalgebietes periodisch in den Ozean hineingezogen worden sind, lassen die überaus wechselvollen Randablagerungen vermuten. Sie sind durchweg epikontinentaler Natur. Dieses zeitweise Fluten und Wiederrückfluten kommt in der Sedimentation des Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers klar zum Ausdruck. So finden wir gegen Ende der Buntsandsteinzeit unser Gebiet in Küstenferne, wie die tonigen Absätze mit Netzleisten und Saurierfußspuren bei Kulmbach deutlich

zeigen, im Muschelkalk tritt das Meer wieder an den heutigen Gebirgsrand und im Keuper¹⁾ deuten Litoral- und Flachseeabsätze nur mehr auf seichte Meeresbuchten und mehr oder weniger abgeschlossene Binnengewässer hin. Ob nun diese Oszillationen mit tektonischen Vorgängen oder mit eustatischen Bewegungen nach E. SUSS in Zusammenhang standen, läßt sich natürlich nicht mehr feststellen. Daß letztere jedoch in der folgenden Jurazeit eine gewisse Rolle gespielt haben dürften, scheint die überaus gleichförmige Fortsetzung des Schichtenbaues über dem Keuper und die Lagerungsfolge des Lias, Dogger und Malm ohne die geringsten Spuren von Transgressionen zu erweisen. Dagegen steht das Zurückweichen des Meeres um die Zeit der Ablagerung der obersten Malmhorizonte in engster Beziehung zu tektonischen Ereignissen, die als „kimmerische“ Bewegungen besonders in den nördlichen Ausläufern der „fränkischen Linie“²⁾, in den Ostrandstaffelbrüchen des Rheinischen Schiefergebirges,³⁾ sowie in den südlichen Teilen des bayerischen Grenzgebirges⁴⁾ bestimmt erkannt und im Thüringer Wald⁵⁾ als nahezu sicher anzunehmen sind. Nachdem sich also an beiden Enden der fränkischen Bruchlinie durch transgressive Kreideablagerungen spätjurassische Dislokationen erkennen lassen und auch im benachbarten Thüringerwald manche Tatsache für ihr Vorhandensein spricht, so darf man mit großer Wahrscheinlichkeit damit rechnen, daß die Bewegungen regional gewesen sind und somit auch unseren Gebirgsrand mitbetroffen haben. Es ist nun daran zu denken, daß diese Ereignisse nach einer langandauernden Bodenruhe eingetreten sind, nachdem also das varistische Bergland durch weitgehende Abtragungsvorgänge im kontinentalen Felde sicher schon zu einer Fastebene abgetragen war. Die Erosions- und Denudationsvorgänge hatten ja bereits während der paläozoischen Auffaltung und Emporpressung ihre Tätigkeit begonnen und diese späterhin wohl noch durch das ganze Mesozoikum und einen großen Teil der Jurazeit fortgesetzt.

Wenn auch die tektonischen Kräfte nicht auf einmal ein fertiges Produkt der Abtragung übergeben konnten, so darf man doch im allgemeinen annehmen, daß nach dieser enorm langen Zeit ihrer Wirksamkeit eine ziemlich vollständige Rumpffläche mit nur relativ niedrigen Ketten und Berggruppen vorhanden war.

Im Norden gegen den Thüringerwald hin wurde diese Abtragungsebene sogar von seichten Meeresarmen jurassischer und kretazischer Herkunft überschritten. Die nun einsetzenden tektonischen Bewegungen im Oberjura hatten diese Fastebene ebenso wie im Norden sicher durch neue Bruchlinien in der alten Nordwestrichtung

¹⁾ Über Rückzug der Keupermeere siehe LANG, Der mittlere Keuper etc., Jahresheft d. Ver. f. vaterl. Naturk. 1910 u. 1911.

²⁾ STILLE, Die präcretazischen Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoikum des Eggegebirges. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. 23. 1902. S. 296—322. — STILLE, Die saxonische Faltung, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1913 Bd. 65. Monatsber. S. 575 ff.

³⁾ STILLE, Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und der Kreide Westfalens. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. 1905 Bd. XXVI. — LACHMANN, Zur Klärung tektonischer Grundbegriffe. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1914 Bd. III Bd. 66, Monatsber. S. 230.

⁴⁾ Siehe GÜMBEL, Geogn. Beschreibung der fränk. Alb 1891, S. 604. — HERMANN, R., Die östliche Randverwerfung des Fränk. Jura. Zeitschr. d. d. geol. Ges. Bd. 60. 1908, S. 62. — POMPECKI, J. F., Die Juraablag. rungen zwischen Regensburg u. Regenstein. Geogn. Jahresh. XV 1901. — ROTHPLETZ A., Die ostbayerische Überschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing. Sitz.-Ber. d. k. b. Ak. d. Wiss. 1911 S. 187.

⁵⁾ Siehe PHILIPPI: Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. d. geol. Ges. Bd. 62. 1910. S. 378 ff. — Besonders die Lagerungsverhältnisse der Oberen Kreide im Ohmgebirge weisen unzweifelhaft auf Störungen im Oberen Jura und der Kreidezeit (Senon) hin.

zerstückelt und vielfach verschoben. Diesen Krustenbewegungen, die auch einen vollständigen Rückzug des nahen Jurameeres bewirkten, folgte eine gewisse Ruhe, die sich in schwachen Transgressionen der Unterkreide ausspricht. Im Gault beginnt bereits wieder das Spiel der orogenetischen Kräfte. Transgressions- und Regressionsphasen lösen sich ab. Im Cenoman schließlich folgt, durch neue tektonische Ereignisse vorbereitet, die intensive Transgression in einem schmalen Meerbusen von Regensburg her bis weit nach Norden in den fränkischen Gau. In unserer nächsten Nachbarschaft breitete sich im Gebiet der heutigen fränkischen Alb nur eine flache Litoralzone mit wesentlich sandiger Sedimentierung aus. Die an Strandbewegungen reiche Zeit dauert bis in das Senon. Sie ist auch in den nördlichen Teilen der fränkischen Linie und in gleichlaufenden östlichen Bruchlinien durch interkretazische Diskordanzen an mehreren Stellen nachweisbar. Es sei nur auf die diesbezüglichen Verhältnisse am Harzrand (vorwiegend NO-Seite), an die Absenkungen am Teutoburger Wald, sowie an die Bruchfaltung des Osning erinnert. Es ist bestimmt anzunehmen, daß von den gleichen Vorgängen auch unser Gebietsteil berührt wurde, wengleich der Mangel an Kreide- und Tertiärablagerungen längs des mittleren Gebirgsrandes den Nachweis nicht gestattet. Die Bewegungen waren zweifellos regional und sprachen sich naturgemäß in erster Linie im alten fränkischen Bruchliniensystem aus. Sie standen sicher auch in Beziehung zu den großen Zusammenschubbewegungen auf den östlichen Geosynklinalböden der europäischen Tethys. STILLE hat deshalb auch mit Recht das ganze Gebiet vom Nordrand des Alpen-systems bis an die Meeresbegrenzung der norddeutschen Tiefebene als ein einheitliches tektonisches Feld betrachtet, das er nach den in nördlichen Gebietsteilen zu beobachtenden Bruchfaltungen „Saxonisches Faltungsfeld“ nannte. Die westliche Begrenzung dieses Feldes bildet die „Fränkische Linie“. Es hat sich mit Beginn der Bewegungen in der Oberjurazeit herausgebildet und seitdem eine gleiche erdgeschichtliche Entwicklung bis auf die heutige Zeit durchlebt. Damit steht es im Gegensatz zum westeuropäischen Massiv (rheinische Masse), das sich jenseits der „fränkischen Linie“ gegen Westen hin ausbreitet. Der Kupferberger Rand ist somit ein kleiner Ausschnitt aus diesem bedeutungsvollen Grenzgebiet.

Gegen Ende der Kreidezeit bildete der von den varistischen Gebirgsresten eingenommene Raum sicher wieder eine Art Fastebene, die durch die Zerstörung der im Cenoman und Senon gebildeten Horstschollen entstanden war. Das Tertiär wurde durch neue stärkere Niveauveränderungen eingeleitet, zu denen die Jura- und Kreidebewegungen nur den Auftakt bildeten. Die zentripetale Bewegungstendenz, die seit dem Oberjura andauerte, scheint also zur Tertiärzeit in das Hauptstadium eingetreten zu sein. Wir dürfen darin wohl wiederum eine teilweise Rückwirkung der circummediterranen Gebirgsaufstauungen erblicken, die ebenfalls mit Beginn des Tertiärs an Intensität erheblich zugenommen hatten. Die Dislokationen im „saxonischen Faltungsfeld“ sind im Norden wieder durch Bruchfaltung, in der Mitte und im Süden durch Brüche in der alten NW-SO-Richtung charakterisiert. Durch sie wurden aus der mesozoischen Verebnungsfläche Streifen und Schollen herausgeschnitten, die durch Verschiebungen zu Graben- und Horstbildungen führten. Am Westrand des „saxonischen Feldes“, besonders längs der böhmischen „Masse“¹⁾, des Fichtelgebirges²⁾, Franken- und Thüringerwaldes, entstanden mehrfache Über-

¹⁾ Siehe ROTPLETZ, A., Die ostbayer. Überschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing. Sitz.-Ber. d. k. b. Akad. d. Wiss. 1911. S. 184 u. 188.

²⁾ S. Ber. v. THÜRACHI, d. Geogn. Beschr. d. fränk. Alb. v. GÜMBEL S. 611 (Gneisüberschiebung b. Döltsch).

quellungen der emporgetragenen Schollen über die tiefer liegenden Zonen und Grabenteile unter Herausbildung einer markant hervortretenden Bruchstufe.

Aber auch im Innern der varistischen Baureste fanden steile Aufschiebungen statt, die sich im Kampfe um den Raum herausentwickelt hatten, wenn auch hier sonst eine weit geringere Zerstückelung der alten Fastebene erfolgte. Hinsichtlich des Alters können diese tektonischen Ereignisse, aber auch der sich daran knüpfende Abtragungszyklus sehr wohl im älteren Tertiär untergebracht werden. Die im jüngeren Tertiär, besonders in Thüringen nachweisbaren, neu einsetzenden Dislokationen sind im wesentlichen den alttertiären Störungen gefolgt. Sie haben zweifellos das heutige Relief am maßgebendsten beeinflußt; wengleich Anhalte dafür bestehen, daß sich auch Bewegungen ins Quartär und in die geologische Gegenwart fortgesetzt haben. Durch die Wirkung der tertiären Prozesse dürfte sich in den Randgebieten der weithin zerstörten Rumpffläche eine tertiäre Erosionsfläche herausgebildet haben. Im Innern dagegen haben sowohl die tektonischen Vorgänge wie auch die immer wieder neu belebte Erosion die alte mesozoische Rumpffläche vielfach nicht zu zerstören vermocht, so daß sie in vielen Teilen des Gebirges in Form ausgedehnter Hochflächen ohne Gipfelbildung noch erhalten zu sein scheint. Bezüglich der jüngeren, weniger bedeutenden Störungen im Quartär und der Gegenwart erscheint es nicht angebracht, neuerliche Peneplationen einzuschieben und sie von den tertiären Vorgängen scharf zu trennen.

Was nun das Gesamtergebnis der durch die mesozoischen und känozoischen Bewegungen verursachten Veränderungen in der Münchberger Rumpfmassse anbelangt, so zeigt sich, daß diese gegenüber den auf gleiche Weise entstandenen Fichtelgebirgs- und Frankenwaldhorsten den Charakter einer Senke erhalten hat, während sie gegen das weite fränkische Triasvorland hin durch die Hebung und „Überquellung“ längs der Westrandspalte als Schollenrandgebirge in Erscheinung tritt. Naturgemäß ist ein großer Teil dieser Veränderungen und Zerstörungen auch auf die im Gefolge der Bewegungen stehenden Abtragung zurückzuführen. Diese scheint auch in der Tat dem Betrage nach eine ganz gewaltige gewesen zu sein; denn die im Innern des Münchberger Landes auftretenden Gneismassen waren früher zweifellos von mächtigen weniger veränderten Schichten der paläozoischen Periode überlagert.

Mit der tertiären Deformation der varistischen Gebirgsrudimente stand auch wieder ein lebhafter Vulkanismus im Zusammenhange. Es waren ausgedehnte Basalteruptionen, die mit den letzten Ausläufern der böhmischen Braunkohlen-Schichten auftauchten und vorzugsweise die großen Einbrüche rings um die varistischen Reste begleiteten. Die unserem Gebiete zunächst gelegenen Basaltpunkte sind jene am Patersberge und am Schloß Wernstein bei Veitlahm, zirka 9,5 km westlich Ludwigschorgast. Interessant ist es, daß auch die Basaltdurchbrüche mit wenigen Ausnahmen wieder die alten varistischen, herzynischen und meridionalen (atlantischen) Richtungen bevorzugt haben. Überblickt man nun den Verlauf der zahlreichen Zerreibungen, Spalten und Spaltenverwerfungen, die sich durch die varistische Faltung und ihre Nachwirkungen, sowie durch die wiederholten Schollenbildungen bei den permischen und „kimmerischen“ Bewegungen herausgebildet haben, so liegt kein regelloses Durcheinander dieser Störungslinien vor, sondern ein vielfach außerordentlich strenges Einhalten bestimmter Richtungen. Vorherrschend ist naturgemäß das varistisch-herzynische Spaltengitter, daneben zeigen sich jedoch auch meridionale (atlantische) und westöstliche (mediterrane) Bruchanordnungen. Das Zusammendrängen der Sprungsysteme an den Umrandungen der Gebirgszüge ist besonders

charakteristisch. Oberhand in diesen Bruchungrenzungen erhält seit der Permzeit die herzynische und stellenweise auch die atlantische Richtung. Die varistischen und mediterranen Spaltenzüge dagegen haben, soweit sie jünger sind, meist sekundären Charakter. Sie scheinen vielfach durch lokale Spannungen oder infolge Auslösung latenter Abscherungskräfte entstanden zu sein. Nicht selten findet sich aber auch die Ausbildung von Blättern in der Richtung des Zusammenschubs der Decken- und Schuppenmassen.

Wir beschließen hiermit die Betrachtungen über die Entwicklungsmöglichkeiten der radialen Störungen, von denen das Untersuchungsgebiet im weiten Rahmen des varistisch-herzynischen Gebirgsbaues betroffen worden ist. Es konnte auf diese regionalen Erörterungen nicht gut verzichtet werden, da sich bei der Schwierigkeit der Materie die Einzelheiten nur im Rahmen des Ganzen verstehen lassen. Nichts dürfte wohl unrichtiger sein, als die komplizierten Verhältnisse des Kupferberger Randes durch lokale Erklärungen aufhellen zu wollen.

Spalten im Kupferberger Revier.

Die nachfolgende Einzelbeschreibung der Störungen soll sich nur noch auf jene Spalten und Verwerfungen erstrecken, die für den Kupferberger Gebirgsbau von besonderer Wichtigkeit sind.

Fichtelgebirgsrandspalte.

Wir beginnen mit der „Fichtelgebirgsrandspalte“, die als Teilstück der vorstehend beschriebenen „fränkischen Linie“ die bedeutendste Dislokation des bayerischen Nordgaus darstellt. Wie bereits erwähnt, bildet sie heute einen Teil des Grenzsaumes zwischen dem herzynischen Gebirgssystem (saxonischen Feld) und der rheinischen Masse. Sie ist wahrscheinlich schon bei den ersten Auffaltungen aus der varistischen Geosynklinale angelegt worden und dabei der Weg mächtiger Diabasmassen gewesen, die in breiter Front auf dem damaligen Meeresboden ausgetreten sind. In der ganzen Zeit der silurisch-kulmischen Gebirgsaufpressung spielte sie als Gleitfläche der stauenden Diabasbarre eine sicher nicht unbedeutende Rolle. Bei den gigantischen Abrüchen im Rotliegenden ist an ihr ein Teil der varistischen Kontinentalmassen in die Tiefe gesunken und während der langen Triaszeit haben sich in ihrer nächsten Nähe epikontinentale Meere in tiefe Meeresräume umgewandelt. Es ist nicht abzusehen, wie oft an ihr seit den ersten „kimmerischen“ Störungen im Oberjura das Gebirge bis auf die Gegenwart in Bewegung geraten ist, um schließlich die heute sichtbaren Wirkungen hervorzubringen. Wir können nur noch feststellen, daß sich eine große Zahl aufeinander folgender Störungen summiert haben und daß die wahrscheinlich vorhanden gewesenen flacheren Überschiebungslinien bei den kimmerischen Schollenbildungen, besonders aber beim Ansturm der alpinen Bewegungen, durch die Herausbildung steil einfallender Spalten modifiziert worden sind. Es stellten sich also jene Linien ein, die für den Bauplan im Festen, für den Schollenbau, besonders charakteristisch sind. Dabei erfüllte sich auch die bekannte Gesetzmäßigkeit, daß die an der Spalte emporgetragenen Schollen über die tiefer liegenden in Form einer steilen Überschiebung randlich übergequollen sind (siehe Fig. 9 S. 70) und nicht, wie THÜRACH angibt,¹⁾ mit westlich fallender Bruchfläche, unter diese niedersetzen. In dieser Aufschiebung der paläozoischen Randschollen auf die Triaskomplexe kommt auch noch die alte Bewegung auf das fränkische Vorland klar zum Ausdruck.

¹⁾ Siehe GÜMBEL, Geognost. Beschr. d. fränk. Alb. S. 617. Profil No. III.

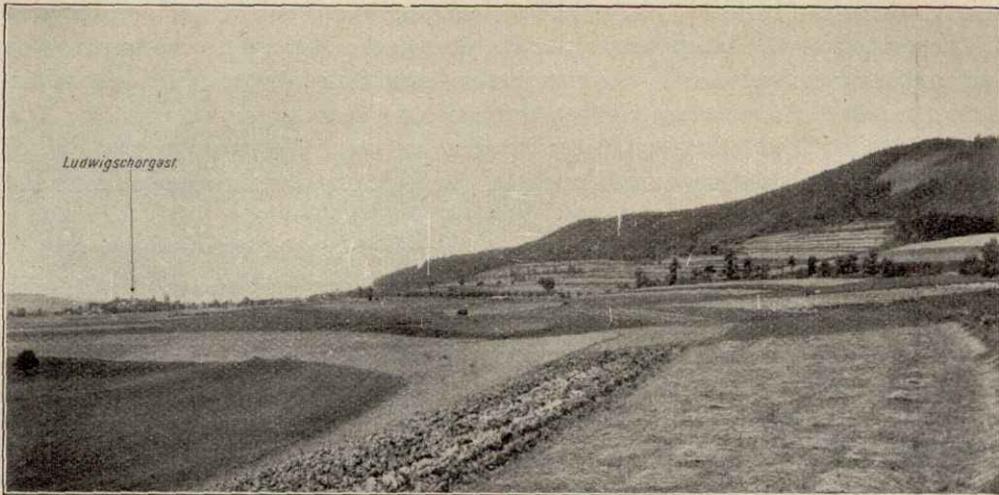


Fig 10.

Steilabfall längs der „Fichtelgebirgsrandspalte“ bei Ludwigschorgast.

Verfolgen wir nun an der Hand der Übersichtskarte den auf das Untersuchungsgebiet entfallenden Teil dieser gewaltigen Störung, so finden wir einen herzynisch streichenden, gegen Nordost fallenden Bruch entwickelt, der mehrere Kilometer nahezu horizontal am Berge entlang führt und infolge der zahlreichen Querbrüche einen vielfach gebogenen und zackigen Verlauf nimmt. Er wurde bereits im Frühjahr 1919 von den Schurfschächten IV, VI und IX aus (siehe montangeol. Karte) mittels kleiner Strecken angefahren und eingehendst untersucht. Überall zeigte sich die Trias unter Winkeln von $40-60^{\circ}$ von Nordosten her überfahren und stark verquetscht.

Einen wirklich klaren Aufschluß brachte jedoch erst der im März 1920 begonnene Schorgaststollen, der 700 m nordwestlich des Buchleitenbaches am Fuße des Berges angeschlagen und in nordöstlicher Richtung gegen den alten Wurmberger Erzzug vorgetrieben wurde (siehe montangeologische Karte und Taf. V). Die zuerst durchörterten Massen zeigen neben Diabasgeröll graugrüne und rote Letten sowie Sande und Sandsteine der Schilfsandsteinstufe, die unter einem Winkel von ca. 10° zur Horizontalen gegen den Berg hin ansteigen. Nach 35 m durchfahrener Länge fallen die Sandsteinschichten hinter einer Schubklüft plötzlich unter steilen Winkeln nach der entgegengesetzten Richtung ein. Nach weiteren 11 m kommen auch wieder die eingangs angeschnittenen, verschiedenfarbigen Letten steil von der Firste herab, begleitet von einer 60 cm mächtigen grauen Sandschicht der Berggipsstufe. Anschließend daran folgt durch einen schwarzen Lettenbesteg getrennt der Diabas. Das Einfallen der Triassedimente und der diabasischen Überschiebungsflächen beträgt rund 60° , das Streichen 338° . Der Schilfsandstein ist in nächster Umgebung der Aufschiebung stark zerbrochen und wirr zerkeilt (siehe Schnittdetail Taf. V) und die verquetschten Lettenschichten zeigen eine beträchtliche Reduktion ihrer Mächtigkeit. Beim Verfolg des Diabases lassen sich bis zum Stollenort noch eine große Zahl geschrammter Überschiebungsklüfte feststellen, die in der Schubrichtung ansteigen und dahin konvergieren. Sie zerschneiden mehrfach ältere, starkgebogene Rutschflächen, werden aber auch selbst wieder an zahlreichen jüngeren, ziemlich steilstehenden Klüften verworfen. Beim Überblick über das Ganze gewinnt

man den Eindruck, daß die aufgebogene und zerstückte Trias vom Paläozoikum in Form einer Schollentrümmermasse überschoben wird. Gleiche Bilder der Zertrümmerung und des Schubs zeigen ferner die Steinbrüche und sonstigen Aufschlüsse des Arnitz- und Buchleitentals. Auch die zahlreichen nordwestlich streichenden Kluft- und Gleitflächen im Alexanderstollen sowie in den übrigen Bergwerksanlagen lassen die Wirkungen der gewaltigen Randstörung bis in alle Teile des Grubengebietes erkennen. Das größte noch feststellbare Ausmaß einer Verschiebung längs der Randspalte ist durch einen stellenweise gut erhaltenen

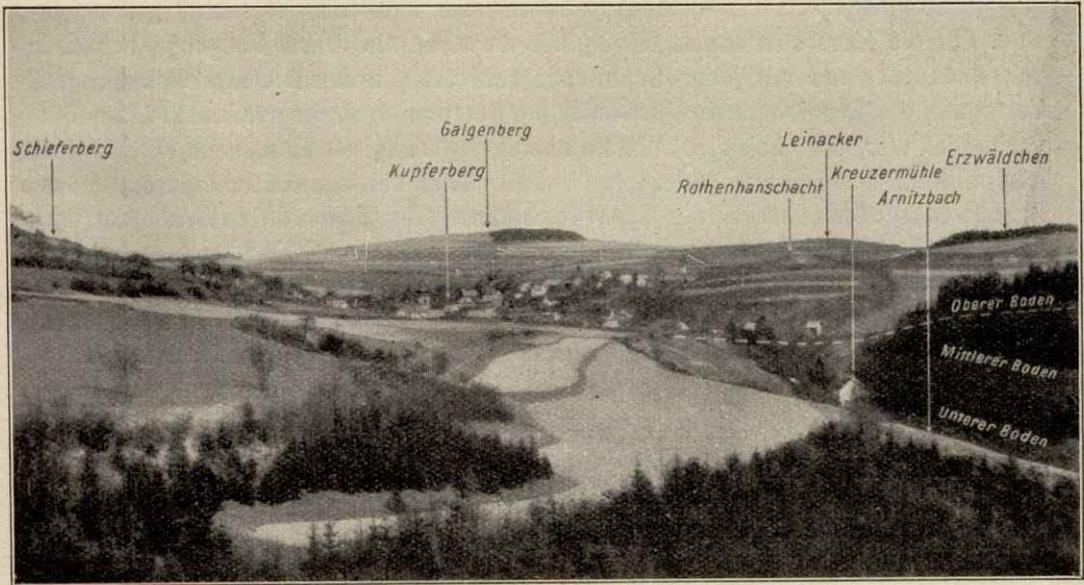


Fig. 11.

Alter Talboden oberhalb der Kreuzermühle.

alten Taltrog registriert, der sich am Abhang des Schieferberges von der Arnitzquelle bis zum Schotterwerk südlich Kupferberg leicht verfolgen läßt. Auf obestehender Abbildung (Fig. 11) ist das oberhalb der Kreuzermühle liegende Trogstück wiedergegeben. Man sieht darin das Arnitztal als junge, verhältnismäßig enge Schlucht eingeschnitten und den ehemaligen, wohl mittel- bis jungtertiären Talboden als breite Terrasse auf der linken Seite der Schlucht angeordnet. Die gegenüberliegende Terrasse ist nur wenig entwickelt und durch Wald verdeckt. Der weitere Verlauf des alten Talstückes weist hinüber in das Triashügelland. Seine starke Aufbiegung an der Ausmündung des Arnitztales bei Ludwigschorgast läßt die früheren Eingriffe der tektonischen Kräfte ziemlich klar erkennen. Man kann sich den Gang der damaligen Ereignisse ungefähr folgendermaßen rekonstruieren: Die Festebene des paläozoischen Rumpfes bildete mit dem westlichen Triashügelland eine zusammenhängende, ziemlich einheitliche Landoberfläche. In jungtertiärer Zeit verschob sich die alte Rumpfmasse am Randspaltensystem gegen das Triasvorland um einen Betrag von 150—200 m. Damit entstand eine neue Erosionsbasis, zu der die wiederbelebte Arnitz als konsequentes Flößchen vom Steilrand herabströmte. Ihr Lauf war durch neue tektonische Linien, aber auch durch die Mulde der alten Arnitz vorgezeichnet, die vordem wohl weit gegen Westen in Richtung auf die

fränkische Alb floß. Das Flüßchen überwand allmählich die Stufe am Gebirgsausgang und mündete zu Beginn der Quartärzeit ohne nennenswerte Hindernisse in das Vorland aus. Daß geringe Bewegungen aber auch noch im Quartär gefolgt sind, zeigen die fünf Talterrassen¹⁾ südlich Kupferberg, die als Reste höher gelegener alter Talböden im jüngeren Arnitzgrund erhalten sind und sich ohne tektonische Vorgänge kaum erklären lassen. Man sieht daran, daß sich die Erosion in fünf Zyklen vollzogen hat, in dem jeder vorhergehende durch eine Hebung abgebrochen und der zweite eingeleitet wurde. An den mannigfachen Verbindungen und Absenkungen dieser Talleisten erkennt man ferner noch kleine Bewegungen in junger geologischer Gegenwart, die vielleicht heute noch nicht zum Abschluß gekommen sind. **Für die Lagerstättenbeurteilung ist die Kenntnis dieser Vorgänge insofern von Bedeutung als mit jeder Schollenverschiebung und der dadurch bedingten Verlegung der Erosionsbasis eine Änderung des Grundwasserniveaus im Erzgebiet verbunden war, die auch eine allmähliche Verlagerung der Erze nach sich ziehen mußte. Nach den Erfahrungen über die sekundären Teufenunterschiede bildet das Grundwasser bekanntlich die Grenze zwischen der Zementationszone und der primären Zone. Die Erzkonzentration hat sich also, nach den vorbesprochenen Vorgängen zu schließen, seit dem Tertiär nach der Tiefe verschoben und darf nach der heutigen Lage der Schorgastbachsohle zirka 340 m über NN. ihre unterste Grenze erreichen.** Die vielfach sprunghaft erfolgten kleinen Nachsenkungen im Quartär, die in der Anordnung der Arnitzalleisten zum Ausdruck kommen, dürften in der Lagerstätte durch kleine Konzentrationswellen gekennzeichnet sein.

Birkenhofer Staffelbruch.

Die nächstwichtigste Störungszone im Grubengebiet ist der Birkenhofer Staffelbruch. Er kommt morphologisch in der flachen Mulde südlich Oberbirkenhof zum Ausdruck und ist im „Alexanderstollen“, sowie in den „St. Veitsstrecken“ teilweise gut aufgeschlossen. Es handelt sich um einen kleinen Graben, der sich zwischen stabileren Teilen der Schollenmassen, nämlich zwischen der Wurmleite, der Neufanger Höhe und dem Galgenberg, an meridionalen (atlantischen) Brüchen herausentwickelt hat und der durch eine große Zahl von herzynisch und varistisch streichenden Querstörungen modifiziert ist. (Siehe montangeol. Karte und Alex. St. Taf. VI.) Die ursprüngliche Anlage scheint mehr von herzynischen Bruchlinien (Parallelbrüchen der Fichtelgebirgsrandspalte) ausgegangen zu sein; sie begrenzen den Staffelbruch im Nordosten und Südwesten, werden aber innerhalb des Grabens selbst von den meridionalen Bruchlinien verworfen. Man gewinnt also den Eindruck, daß in einer älteren herzynisch streichenden Grabenanlage ein jüngerer Graben mit meridionalen Brüchen erzeugt worden ist. Das ganze komplizierte System der sich kreuzenden Sprünge kann im „Alexanderstollen“ (siehe Taf. VI) besonders gut studiert werden. Er durchquert dieses in seiner ganzen Breite und verrät dessen Grabennatur, indem er in immer ältere Schichthorizonte führt. Nach den im Grubengebiet bekannten Mächtigkeiten darf man auf verhältnismäßig geringe Verwurfshöhen schließen. Es ist dies ein Umstand, der für die eventuelle Ausrichtung der von diesem Bruchsystem betroffenen Lagerstättenteile sehr günstig ist. Was die Verteilung der Sprünge anbelangt, so ist diese keineswegs gleichmäßig. Sie treten an einzelnen Stellen in

¹⁾ Die Terrassen sind in der Geologischen Karte durch braune Schraffen kenntlich gemacht. Die beiden markantesten Terrassen, der mittlere und untere Boden, werden auch in Fig. 11 zur Darstellung gebracht.

ganz außerordentlicher Häufigkeit auf, wogegen andere Teile wieder spärlicher von ihnen durchsetzt sind. Durch eine besondere Dichte des Sprungnetzes sind die der Oberfläche zunächst liegenden Gesteinspartien ausgezeichnet. Es ist dies wieder ein Beleg für die bereits früher ausgesprochene Vermutung, daß das Gebirge nach der Tiefe zu tektonisch ruhiger wird. Bezüglich des Einfallens der Sprünge konnte festgestellt werden, daß sich dieses zwischen einer Neigung von 50° — 90° gegen die Horizontale bewegt, also im Durchschnitt 70° beträgt. Die Seigerstellung der Sprünge muß als Ausnahme betrachtet werden. Ein nennenswerter Unterschied im Einfallen der meridionalen, herzynischen und varistischen Sprünge besteht nicht. Soweit die bisherigen Beobachtungen reichen, sind die meisten Sprünge „echt“ im bergmännischen Sinne, d. h. die tektonisch tiefere Scholle liegt oberhalb des Verwerfers. Auffallend häufig sind ferner die Glättungen der Spaltenwandungen, die der deutsche Bergmann seit alter Zeit Harnische oder Reibungsspiegel nennt. Sie sind meist noch mit steilen Rutschstreifen bedeckt, aus denen die Richtung der stattgehabten Bewegung vielfach gut zu erkennen ist. Das Nebengestein der Klüfte und Sprünge ist häufig gequetscht und gestaucht; die klaffenden Sprünge sind mit Reibungsschutt und Zermalungsbrocken des Gesteins erfüllt. Stellenweise ist auch diese Ausfüllungsmasse zu Letten zersetzt.

Die größte offene Kluft mit solchem Füllmaterial durchfährt der „Alexanderstollen“ 250 m nördlich Unterbirkenhof (s. Taf. VI 580—590 m). Sie hat eine Breite von 8 m und setzt seiger in die Tiefe. Ihr Streichen ist meridional und die Massenbewegungen, die auf ihr stattgefunden haben, scheinen beschränkt gewesen zu sein. Die spärlichen Rutschstreifen weisen neben geringen vertikalen Bewegungen auch auf horizontale hin, also auf Blattverschiebungen.

Buchleithen-Spalte.

Zutage verläuft diese Spalte fast genau im Tal des Buchleithenbaches, was sich aus den horizontalen Verschiebungen der Diabasmassen südlich Unterbirkenhof, sowie des Rotliegendkomplexes am Ausgang des Tals nördlich der Wirsberger Straße leicht feststellen läßt. Die nördliche Fortsetzung dieses Bruches ist weniger klar zu erkennen, doch scheint seine Richtung im allgemeinen derjenigen der Schrötleinsmulde zu entsprechen. Vertikale Differenzen hat der Bruch anscheinend nicht erzeugt.

Wurmberger Querbruch.

Eine markante Störungslinie ähnlichen Charakters findet sich auch unter den zahlreichen Querbrüchen der Wurmberger Überschiebungsmasse. Es ist der nördlichste dieser Brüche, den wir kurz Wurmberger Bruch nennen wollen. Er läßt sich an horizontalen Verschiebungen der Eruptiv- und Schichtgesteine vom Oberbirkenhof über den Wurmberg hinweg bis in die Schorgastsenke verfolgen. Die Verwurfshöhe scheint auf der Hochfläche gering zu sein; jenseits der Randspalte müssen jedoch an ihm größere Vertikalbewegungen stattgefunden haben, da in der Wurmberger Schlucht, in der die Spalte ausmündet, auf der Westseite roter Mergel und trümmerige Sandsteine des bunten Keupers anstehen, während auf der Ostseite unterer und mittlerer Muschelkalk zu Tage treten. Soweit die Störung durch Tagesschürfe aufgeschlossen worden ist, hat sich eine klaffende Spalte von 5—10 m Weite gezeigt, die von Verwerfungsbrekzie und verstürztem Material erfüllt ist. Im großen und ganzen handelt es sich hier wohl mehr um eine Blattverschiebung. Wenigstens ist das Maß der horizontalen Sprungweite so groß, daß sie nicht durch bloße Senkung oder Hebung erklärt werden kann. Für Horizontalverschiebung spricht

ferner auch das wechselnde Einfallen des Verwerfers, das beispielweise im „Alexanderstollen“ 45° N aufweist, während es in der Wurmberger Schlucht 70° N zeigt.

Das Vorhandensein von weiteren Querbrüchen ähnlicher Art ist noch durch die Taleinschnitte des Arnitzbaches und des Liesgrabens angedeutet. Besonders der geradlinige Verlauf des letzteren in rein varistischer Richtung spricht entschieden für einen Bruch, der die Erosion im Gefolge hatte. Im Arnitztal ist dagegen die ursprüngliche Tendenz durch das Einwirken von Nebenbruchlinien, durch alte Talböden und erosive Faktoren in mannigfacher Weise umgestimmt worden.

Bezüglich des Alters der Querstörungen und der vorbesprochenen meridionalen Brüche lassen sich einwandfreie Bestimmungen nicht durchführen. Nach den eingangs gepflogenen regionalen Betrachtungen dürfte das gesamte Dislokationsbild durch mehrfach aufeinander gefolgte Störungen entstanden sein. Das Auseinanderhalten der Wirkungen einzelner Dislokationszeiten ist unmöglich. Es handelt sich also vorwiegend um Wiederbelebung früher entstandener Störungen und nur zum kleinen Teil um Spalten, die im Tertiär oder in jüngerer Zeit neugebildet worden sind.

Werfen wir zum Schluß noch einen kurzen Rückblick auf die Veränderungen, die unser Gebiet durch die radialen Dislokationen im Verein mit der Abtragung erlitten hat, so erkennen wir, daß durch eine fortlaufende Folge von Fraktur- und Destruktionszyklen die alten Strukturformen des varistischen Baues allmählich verloren gegangen sind und die Auflösung des ursprünglichen Gebirgskörpers in Bruchstücke eingetreten ist. Es liegt also heute eine Rumpfschollenmasse vor, die von Brüchen und Überquellungen begrenzt ist.

V. Die Erzlagerstätten.

Die Erkundung des Erzvorkommens erfolgte durch Feldarbeiten über Tage sowie durch Untersuchung von Lagerstättenresten in wiedergewältigten alten Bauen. Bei den bescheidenen Hilfsmitteln, die für die gesamte Voruntersuchung zur Verfügung standen, mußte leider auf jene Aufschlüsse verzichtet werden, die in ausgedehnte Teile der unverritzten Lagerstätte geführt und das Studium des Erzverhaltens in diesen Teufen gestattet hätten.

1. Erkundungsarbeiten über Tage.

Vermessungen.

Diese gingen naturgemäß Hand in Hand mit dem Studium der gesamten alten Literatur und beschränkten sich im Anfange auf rein örtliche Feststellungen ehemaliger Bauanlagen. Zu diesem Zwecke erfolgte auf Grund einer trigonometrischen Netzlegung die eingehende Vermessung des Grubenbezirkes. Als Anfangspunkt des Systems (Nullpunkt) diente ein in Zement verlegter Markstein ca. 700 m südöstlich der Kirche von Kupferberg, der an das Koordinatensystem des Landes mit Hilfe des Pothenot'schen Problems angeschlossen wurde. — Weiter folgte die genaue Kotierung (über N.N.) der wichtigsten Bergwerks- und Geländepunkte durch Präzisionsnivellements im Anschluß an das Bahnnivellement bei Ludwigschorgast; ferner wurde zur klareren Übersicht über die ehemalige Lage der alten Grubengebäude und zur Erforschung der morphologischen Eigentümlichkeiten des Untersuchungsgebietes eine sorgfältige topographische Aufnahme in Höhenschichten von 5 bzw. 10 m Abstand durchgeführt.

Die Ergebnisse dieser Arbeiten sind im beiliegenden Grubenübersichtsplan (Taf. VII) bzw. in der Montangeologischen Karte 1:10 000 zur Darstellung gebracht.

Bestimmung der Ausdehnung und Lage der Erzzone.

Eine aufmerksame Betrachtung der durch diese Messungen fixierten Spuren ehemaliger Bergtätigkeit zeigt, daß die bebaute Haupterzzone in Übereinstimmung mit den urkundlichen Berichten 300 m nordöstlich Kupferberg auf dem Schieferbergsattel beginnt und in einer Breite von 100—150 m gegen Südosten unter der Ortschaft hindurch zur Birkenhöfer Senke führt, wo sie mit der verbrochenen „St. Veitsrösche“ 350 m WNW Oberbirkenhof ihr Ende erreicht. Die Gesamtlänge dieser durch Bergbau gekennzeichneten Zone ist also 1500 m und ihr Generalstreichen beträgt 320° bzw. $N. 40^{\circ} W.$ (hora 9). — Sie ist in ihrer ganzen Ausdehnung an den bereits eingehend beschriebenen Schieferstreifen gebunden, der



Fig. 13.

Der südöstlichste Teil der alten Kupferberger Hauptbauzone vom „St. Veitsschacht“ bis zur „St. Veitsrösche“.

zwischen Gneis bzw. granitischen Gesteinen und Diabasmassen zutage tritt und besonders deutliche Anzeigen kontaktmetamorpher Beeinflußung durch aplitische Gänge aufweist. Auffällig ist die unmittelbare Lage der bebauten Erzzone am Diabaskontakt oder dessen nächster Umgebung; eine Erscheinung, die wohl zum Teil auf eine gesetzmäßige Verknüpfung des Kupferberger Erzfeldes mit diabasischen Eruptivgesteinen hindeutet. Wenn man noch den Umstand berücksichtigt, daß mit der Häufigkeit der Durchbrüche dieser Gesteine auch die Dichte der alten Abbau-linien zunimmt, so gewinnt es fast den Anschein, als ob auch eine quantitative Beziehung zwischen dem Umfang dieser Gesteine und der Masse bzw. dem Gehalte der Erze besteht.

Das Auftreten der Erzzone als seichte Mulde quer zu den variskisch streichenden Höhenzügen ist vor allem darauf zurückzuführen, daß die weichen Schiefer der Abtragung mehr unterlegen sind als die harten kristallinen Randeinfassungen; sie ist aber auch teilweise durch die tektonischen Verhältnisse bedingt, die nach den Ausführungen im vorigen Kapitel hier ein kompliziertes System von Staffelbrüchen und Überschiebungen darstellen.

Ein Blick auf die Karte lehrt nun, daß der alte Bergbau nur auf jenen steilgestellten Schollenstücken dieses Systems umgegangen ist, die infolge ihrer Höhenlage wenig Wasser führen und deren Erzeinschlüsse in der Regel zu Tage gehen und sich leicht nach der Tiefe hin verfolgen lassen. In den quellenreichen sumpfigen Niederungen dagegen, wo ein Bergbau nur mit entsprechender Wasserhaltung bestehen kann und gelegentliche Ausbisse des Erzes noch durch mächtige Anhäufungen von Abtragungsschutt verhüllt sind, fehlen jegliche Spuren ehemaliger Schürftätigkeit.

Ähnliche Verhältnisse zeigen auch die in südöstlicher Verlängerung liegenden alten Bergbauzonen von Neufang, Wirsberg und Marktschorgast.

Es liegt deshalb nahe, daß diese auf gleicher Streichungslinie orientierten alten Baureste nur als strichweise Andeutungen einer geschlossenen Erzzone zu betrachten sind, die den südwestlichen Gebirgsrand von Guttenberg bis Marktschorgast durchsetzt und damit eine über das Kupferberger Revier hinausstreichende Erstreckung von nahezu 8 km hat. Bei dem linienhaften Charakter dieser Zone und ihrer parallelen Lage zur großen Fichtelgebirgsrandverschiebung handelt es sich zweifellos um eine zum herzynischen Bruchsystem gehörigen Spaltenzone, die nach ihrer Aufreißung gegen Ende der Oberkarbonzeit, also am Abschluß der varistischen Gebirgsbildung, mit erzhaltigem Material gefüllt worden ist.

Daß noch mehrere gleichlaufende, erzerfüllte Spalten vorhanden sind, beweisen die Schürzfzüge auf dem Wurmberg und im Gebiete des „Kaiser Heinrich“ südlich Unterbirkenhof, ferner der früher bebaute Kiesgang des „Goldenen Falken“ im Koserbachtal bei Adlerhütte. Dazu kommen noch konform streichende Erzgangausbisse, die östlich vom Straßwirthshaus, ferner am Westhang des Galgenberges und südöstlich Oberbirkenhof bei der geologischen Aufnahme festgestellt werden konnten (siehe montangeologische Karte). Sie sind meist an ihren braunen Auswitterungen kenntlich und dürften als gute Schürfzeichen betrachtet werden.

Wir haben also in der Haupterzzone wie auch in den eben erwähnten Neben-zonen ausgesprochene Gangzüge vor uns, die ihrem Hauptstreichen nach mit dem der Schiefermassen allgemein übereinstimmen und demnach den Charakter von Lagergängen besitzen. In Weiterverfolgung des eingeschlagenen Untersuchungsweges sollen nun durch Studium des Inhalts dieser Gänge auf Grund von Findlingen und altem Haldenmaterial weitere Zusammenhänge dieser Vorkommen erforscht werden.

Untersuchung des alten Haldenmaterials.

Zur besseren Übersicht ist die Untersuchung der örtlichen Aufteilung entsprechend von Nordwesten nach Südosten fortschreitend auf die alten Bauzonen in folgender Reihe verteilt:

- a) „Kupferberg“,
- b) „Goldner Adler“ bei Neufang,
- c) „Goldner Falk“ bei Adlerhütte,
- d) „Himmelkroner Werk“ bei Marktschorgast und Köslar.

a) „Kupferberg“.

Im Kupferberger Revier finden sich in den Halden vorwiegend Stufen, die Schwefel- und Kupferkies führende aplitische Gängehen in lichtgrauer, schalsteinartiger Masse eingebettet, enthalten; vereinzelt zeigt sich auch Magnetkies und Zinkblende, ferner auch Kalkspat mit Schwefelkies. Wo Kalzit- und Quarzausscheidungen gemeinsam auftreten, ist häufig Kupferkies festzustellen. Nicht selten wechselt das Erz mit dem Nebengestein und Quarz lagenweise ab. Viele Kiesstücke tragen Rutschstreifen und Spiegel. Nebengesteine sind Kohlenschiefer und phyllitähnliche Grauschiefer. Stellenweise sind auch Kiesimprägnationen im Schalstein ohne Gegenwart von Quarz- und Aplitgängehen nachzuweisen; es handelt sich anscheinend um Erze einer älteren Kiesgeneration. Im Dünnschliff sieht man die etwas limonitisierten Erzkörnchen dieser eigenartigen Kiese zum Teil wirt durcheinander liegen, zum Teil fluidalartig ausgezogen in einem feinsten Quarzaggregat, das von Glimmerfasern durchzogen ist und stellenweise Chlorit- und Sandsteinfragmente sowie umgewandeltes diabasisches Gesteinsmaterial enthält.

Auf der Halde des Rothenhanschachtes fanden sich neben den vorbeschriebenen Erzstücken auch Markasit (Leberkies) in knolligen nierenartigen Massen im Kohlenschiefer. — Im übrigen trifft man überall massenhaft Ockererze (sek. Umsetzungsprodukte) wie Azurit (Kupferlasur), Malachit und Eisenocker (Limonit). Im Haldenschutt der alten „Franz Ludwigzeche“ liegen vereinzelt auch talkig zersetzte, weiße Schiefer, die von Quarzadern durchtrümmert sind und Erze in körnigen Partien enthalten. Unter dem Mikroskop entpuppt sich die weiße Schiefermasse als ein ungemein feines Gemenge von Quarz und Glimmer, das eine große Zahl von Einsprenglingen enthält, die teils völlig in einen gelblichen Kalkspat umgewandelt sind, teils einen Kern von feinstem Gangaggregat und einen Rand von Kalkspat zeigen. Es scheint also feinstes, ausgeschlammtes Material vorzuliegen.

Analysen.

Von 12 Halden-Proben hatten 7 über 2,5%, 3 nahezu 1,5% und 2 etwas über 1% in Säuren löslichen Kupfergehalt (Untersuchung im Professor Dr. Wittstein-Laboratorium). — Die Untersuchung von 7 auf verschiedenen Halden des Kupferberger Reviere zusammengeklauten Erzstücken (sulfidische und oxydische Erze) auf Edelerzgehalt ergab folgende Resultate:

Probe Nr.	Gold g	Silber g	
1	Spur	3,5	p. t. v. 1000 kg
2	12,5	—	
3	—	—	
4	Spur	10	
5	—	10	
6	1	113	
7	Spur	40	(Krupp, Crusonwerk).

Wenn man berücksichtigt, daß auf den Halden nur selten verzettelte edle Stücke, sondern vielmehr solche Stufen liegen, die dem Bergmann als unbrauchbar gegolten haben, so darf man mit Recht auf entsprechende Reichhaltigkeit der damals verhütteten Erze schließen.

b) „Goldner Adler“ bei Neufang:

Die Hauptmasse der Erzführung ist derber Magnetkies von körnig-blättriger Struktur, worin Kupfer- und Schwefelkiese in mehr oder minder reichen Partien eingesprengt sind. Viel Quarz- und Kalkspat. Das Nebengestein bewegt sich zwischen Syenit und Diorit. — Unter dem Mikroskop erkennt man in einem feinkörnigen, allotriomorphen Gemenge von Orthoklas, enggestreiftem Plagioklas und grüner Hornblende reichlich schwarzes, nicht kristallisiertes Erz, das meist innerhalb der Hornblende auftritt bezw. mit dieser verwachsen ist. Stellenweise zeigt sich die Hornblende in größeren Putzen angereichert. Nebenbestandlich läßt sich reichlich Titanit in Körnchen sowie Apatit feststellen.

Nach urkundlichen Berichten stand auf der Sohle eines im Lagerstreichen geführten Stollens ein 1 m mächtiger Gang von derbem Magnetkies an, der infolge großen Wasserandranges nicht hereingewonnen werden konnte.

c) „Goldner Falk“ bei Adlerhütte.

Die Erzführung besteht aus einem Gemenge von derbem Magnetkies, Pyrit und Kupferkies in einem phyllitähnlichen Gestein, das von zahlreichen Spiegeln durchsetzt ist. Sonst massenhafte Lagerausfüllungen von Quarz resp. Aplit und

Kalkspat. — Aus einem Probestück konnte 70 % reiner Schwefelkiesschicht ausgebracht werden. — Im Dünnschliff beobachtet man neben ausgebleichtem weißem Glimmer einen mit Chlorithäutchen durchsetzten grobkörnigen Quarzit, der gut kristallisierten Schwefelkies enthält. Das Erz sitzt im Quarz, von dem man annehmen darf, daß er aplitischer Natur ist. Dafür spricht wenigstens die durch ihn hervorgebrachte Massierung und Verdrängung des Chlorits sowie das gelegentliche Auftreten von Apatit.

d) „Himmelkroner Werke“ bei Marktschorgast und Köslar.

Nach den sehr spärlichen Haldenfundstücken brechen die Erze (Kupfer- und Schwefelkies mit etwas Magnetkies und Zinkblende) in gneisphyllitähnlichem Gestein ein. Aplitischer Quarzfeldspatgänge sind häufig. Unter dem Mikroskop sieht man das Erz mit Hornblende vergesellschaftet. Geringe Mengen von scheinbar aplitischem Quarz zeigen sich als Kittmaterial.

Zusammenfassung.

In der Zusammenfassung vorstehender Feststellungen gelangt man ungefähr zu folgenden Ergebnissen:

1. Sämtliche Vorkommen enthalten Erze einer gleichen Kiesgruppe bei örtlichem Vorwalten einzelner Vertreter.
2. An der Zusammensetzung der Gangmassen beteiligt sich fast stets eruptives Material. Bei Kupferberg sind es Schalesteine der kambrischen, silurischen oder devonischen Diabasformation sowie Aplite aus dem Gangfolge des oberkarbonischen Granits. Alle übrigen Vorkommen enthalten nur von granitischem Magma beeinflusstes Gangmaterial. Überall finden sich neben aplitischen Schnüren, die das meiste Erz enthalten, auch sekundäre Quarz- und Kalkspatgängen. Die titanreichen Erzausscheidungen bei Neufang, sowie die Kiese von Marktschorgast zeigen durch ihre Verwachsung mit der Hornblende des Syenits bzw. Diorits, daß sie bei der magmatischen Spaltung eine gabbroidale Zwischenstufe passiert haben.
3. Das stellenweise erzimprägnierte Nebengestein ist entweder ein Eruptivgestein, ein kristalliner oder halbmetamorpher Schiefer.
4. Zahlreiche Bruchstücke von Gangarten sind von feinen Klüften und Rutschflächen durchsetzt, die beweisen, daß nach Ausfüllung der Spalten wiederholt Aufreissungen und Gebirgsbewegungen stattgefunden haben. Später nachdringende Minerallösungen haben die sekundären Spalten wieder gefüllt und die Bildung der vorerwähnten jüngeren Gänge in älteren veranlaßt.

Die bisherigen Ergebnisse der Tagesuntersuchung zeigen also, daß in den isolierten Vorkommen von Kupferberg, Neufang und Marktschorgast wohl verschieden gebildete Lagerstätten mit mehreren Erzgenerationen vorliegen, daß sie aber trotzdem einen zusammenhängenden großen Erzzug darstellen, der an ein und dasselbe Spaltensystem gebunden ist.

2. Untersuchung von Lagerstättenresten in wiedergewältigten alten Bauen.

Durch den wiedereröffneten Bergbau sind vorerst drei Gänge aufgeschlossen worden, die von den Alten bis zu den jeweiligen Gebirgsstürzen (Verwerfungen) bzw. bis zum auftretenden Tiefenwasser ganz oder teilweise abgebaut worden sind, die aber über das Verhalten der Erze im Untergrund ausreichenden Bescheid geben. Es sind dies der „**Stehende St. Veitsgang**“ in der alten „Schönbornzeche“, der

„Schwefelkieslagergang“ in der „Franz Ludwigzeche“ und der „St. Veitsmorgengang“ der altberühmten „St. Veitszeche“.

„Stehender St. Veitsgang.“

1. Der „Stehende St. Veitsgang“ wurde früher durch den „Rothenhanschacht“ gelöst und von diesem aus abgebaut (siehe Taf. VIII). Bei der Neuaufwältigung im September 1919 erwiesen sich die oberen 22 m im Senkel, während der untere Teil etwas gewunden und in der Tonnlage niedergebracht war, die jedoch von der saigeren Richtung nur unbedeutend abwich. In der 31 m Teufe war ein 10 m langer Lauf gegen ONO. angesetzt, der durch kurze Querschläge die nach oben auskeilende Lagerstätte zugänglich machte. Von diesem Laufe aus ging man dem Erz im Verflachen auf einem nach der Tiefe immer breiter und mächtiger werdenden Gesenke, das später versetzt wurde, bis auf den zweiten Lauf nach, der 43 m unter dem Tagkranze des Schachtes in südöstlicher Richtung angeschlagen war. Zehn Meter südöstlich des Schachtes bog dieser Lauf scharf gegen NNO. um und war dann im Streichen des „Stehenden St. Veitsganges“ ausrichtend geführt. Die Sohle des Laufes fiel mit jener des „Franz-Ludwigstollens“ zusammen, der früher zur Lösung des ganzen Baues bis hierher erlangt wurde.

Nach der Vermessung und geologischen Aufnahme ist der „Stehende St. Veitsgang“ eine 1,5—4 m mächtige Lagerstätte, die in einer hochgradig gepreßten Serie von dunkelgrauen Schiefen auftritt und schlauchartigen Verlauf nimmt. Das Streichen und Fallen wechselt bei der gewundenen und allseitig verbogenen Form des Ganges fortwährend; der Durchschnitt gibt ein Streichen in Stunde $2\frac{1}{2}$ (siehe Taf. VIII). Der Gang steht auf der Abbausohle der Alten noch in voller Mächtigkeit unverritz an und kann durch modernen Tiefbau mit entsprechender Wasserhaltung leicht hereingewonnen werden.

Der hangende Schiefer führt gelegentliche Kiesimprägationen und ist von mächtigen Klüften und Schubflächen durchzogen. Die Erzführung besteht in Kupferkies, Pyrit und etwas Zinkblende. Der Kupferkies zeigt meist sehr kleine verzerrte Individuen, der Pyrit dagegen ist gut auskristallisiert und bildet Würfel bis zu 4 mm Seitenlänge; beide sind fast stets von aplitischen Quarzmassen allseits umwachsen. Bei der Vergesellschaftung von Kupfer- und Eisenkies ist die eigentümliche Erscheinung zu beobachten, daß der Kupferkies den Eisenkies in der Regel umfaßt, also später zum Absatz kam als dieser. Der Kupferkies kommt häufig in gelben Augen und Linsen verstreut vor, durchsetzt aber auch in Form von mehreren Zentimetern breiten Streifen als sekundäre Trümmer das Kieslager.

Neben den Aplitgängen sind Karbonate, seltener Titanite stete Begleiter der Erze. Die übrige Gangmasse ist ein schalsteinartiges, von Quarz durchwachsenes Trümmergestein. Im Dünnschliff erkennt man eine teils weiße, teils graue bis grünlichgraue mit Chlorit durchsetzte Grundmasse, die Aggregatpolarisation zeigt, deren einzelne Gemengteile aber mikroskopisch nicht bestimmbar sind. Die Grundmasse ist neben Kalzitschnüren von zahlreichen Aplitgängen durchzogen, die massenhaft Kristalle von Kupferkies und Pyrit enthalten. Die stellenweise auftretende Braunfärbung ist durch Bildung von Brauneisenstein (infolge Zersetzung des Schwefelkieses) bedingt.

Durch Gebirgsbewegungen sind zahlreiche Spalten und Risse in der Gangmasse entstanden, die heute durch sekundäre Quarzbänder angedeutet werden; aber auch Verrutschungen haben in der Gangmasse stattgefunden, wie aus Kiesstücken

mit Spiegeln hervorgeht. Die Unzahl von Gangzerreissungen, die durch jüngere Quarzlösungen wieder ausgeheilt worden sind, weisen darauf hin, daß man mehrere Quarzgenerationen unterscheiden muß. Der älteste Quarz ist milchig und derb, die jüngeren Bildungen sind kristallisiert und wasserhell.

Analysen.

Anschließend sollen hier einige Analysen gegeben werden, die von Kiesproben des „Stehenden St. Veitsganges“ in den Jahren 1919 und 1920 durchgeführt worden sind:

	No. I	II	III	IV	V	VI
	%	%	%	%	%	%
Eisen	32,90	28,75	37,55	32,56	41,36	34,53
Schwefel . . .	29,58	32,42	35,20	25,29	37,33	33,76
Kupfer	1,7	3,38	2,40	2,16	10,37	7,50
Silber	0,013	0,002	—	0,011	—	—
Gold	0,0004	Spuren	—	0,0002	—	—
Zink	3,72	1,05	—	1,15	—	—

Während der Trockenperiode im Juli und August 1920 wurde die Anlage eines neuen Horizontes unterhalb der gewältigten Baue versucht. Man kam dabei 9 m unter die alte Abbausohle (siehe Taf. VIII neue Gezeugstrecke) und schnitt dort den obersten Ausläufer eines gegen Süden in die Teufe setzenden Ganges von Markasit (Leberkies) an. Der Wasserandrang gestattete jedoch nicht, durch weitere Abteufarbeiten ohne Wasserhaltung, zu der die Mittel fehlten, in die Tiefe zu gehen.

Die Untersuchung von Leberkies ergab:

48,46% Schwefel, 0,10% Kupfer, 0,002% Silber, Spuren Gold.

Schwefelkieslagergang im „Franz-Ludwig-Grubengebäude“.

Das zweite aufgeschlossene Vorkommen ist ein Kieslagergang mit vorwiegendem Pyrit, etwas Magnet- und Kupferkies, sowie Zinkblende und Galmei. Er wird durch den wiedergewältigten alten „St. Veitschacht“ und den neu abgeteuften Blindschacht auf **14 m senkrechte** Teufe durchfahren (siehe Taf. IVa, Fig. 1). Im Hangenden dieser Lagerstätte bestand ein edler Kupferkiesgang von 0,5—1¹/₂ m Mächtigkeit, der von den Alten im 14. Jahrhundert restlos abgebaut wurde. Die mächtige Schwefelkiesmasse, die durch übereinander geschobene Schuppen, also durch Verdopplungen der ursprünglichen Kiesmächtigkeit entstanden ist, hat im 18. Jahrhundert zur Gewinnung von Vitriolkies gedient. Sie ist von einem regellos geführten Örterbau nach allen Richtungen durchwühlt, aber nur zum geringen Teil abgebaut worden (siehe Plan der „St. Veitsstrecken“, Tafel IX).

Analysen.

Die in den aufgesäuberten alten Strecken genommenen Schwefelkiesproben hatten nach den Analysen der Bayer. Landesgewerbeanstalt durchschnittlich 1,25% Cu. und 30,5% Schwefel, ferner 0,002% Ag. und Spuren von Gold.

Oxydationserze.

Neben den Kiesen treten in den alten Bauen an den Streckenwänden, Firsten und Ortsstößen massenhafte Ausscheidungen von bunten Oxydationserzen auf; darunter Braun- und Roteisenerz, Kupferlasur, Kupfergrün, Ziegelerz und Kupferpecherz mit etwas gediegen Kupfer.

Tektonisches.

Gegen Nord wie gegen Süd vom Schachte aus hat man den auf 80 m streichender Erstreckung anstehenden Gang verloren. Im Süden infolge eines Auskeilens, im Norden

durch eine Verwerfung (siehe Taf. IX.) Dem südlichen Auskeilen geht eine Art von Zersplitterung voraus; doch zeigen sich auch mehrfach seitliche Verzweigungen zwischen den Endpunkten. Es ist zweifellos eine durch Überschiebungen hervorgerufene Erzabschwellung. Durch zweckmäßig getriebene Versuchsorte läßt sich jedoch die neue Erweiterung des ausgefüllten Spaltenzuges leicht wiederfinden.

Im Norden liegt eine Verwerfung durch einen Diabasgang vor, die nach 275° streicht und unter 65° gegen Nord einfällt. Diese sonderbare Unterbrechung ist noch durch Zwischenschiebung einer Schiefermasse des Hangenden modifiziert. Nach sorgfältigen Vergleichsmessungen dürfte jedoch die Sprunghöhe der Verwerfung 10—12 m nicht wesentlich überschreiten. Die Erzmasse ist also um diesen Betrag abgesunken und leicht auszurichten.

Der auf den Strecken in 80 m Längenausdehnung anstehende mächtige Schwefelkiesgang ist übrigens **nur bis auf die 40 m-Sohle abgebaut**, da die ganze Lagerstätte gegen Osten hin längs einer mächtigen, nahezu streichenden Verwerfung (Streichen 360° obs.) abgesunken ist. Die Fortsetzung des Ganges, deren Ausrichtung gar keine Schwierigkeiten bereitet, verspricht reiche Erzausbeute.

Das Hangende der Erzmasse ist ein grauer Schiefer mit phyllitartigem Glanze (phyllitähnlicher Grauschiefer siehe Taf. IVa, Fig. 1). Er ist häufig von bräunlichen Streifen durchzogen und stark gepreßt. Sein Streichen beträgt durchschnittlich 345° , sein Fallen wechselt zwischen 40° und 45° O.

Gesteinsfolge der Erzzone.

Die Gesteinsfolge der Erzzone wurde durch Hangend- und Liegendenschläge, die man von den Strecken aus abgesetzt hatte, ermittelt.

Das Profil ist folgendes:

Hangend- steine	}	1. Phyllitartiger Grauschiefer, stark gestört, windet sich um alle Unebenheiten herum	8,50 m
		2. Leicht gefälteltes, dünnschiefri- ges graues Material	0,45 m
		3. Zerbröckelte und teilweise völlig zerriebene, hellgraue bis weißliche Schiefermasse mit limonitischen Schnüren. (Anscheinend durch erzabsetzende Minerallösungen gebleicht und umgewandelt)	0,05 m
		4. Dünnblättriger, schwarzgrauer, sehr milder Schiefer mit deutlichen Schubschrammen und hellen, seidenglänzenden, talkigen Zwischenlagen	0,14 m
		5. Graugelber Lettenbesteg anscheinend aus 4 hervorgegangen	0,02 m
Gang- gesteine	}	6. Bröckelige Masse mit gerundeten, erzhaltigen und quarz- durchsetzten Gesteinsknollen	0,15 m
		7. Quarzreiche, mit Eisenoxydhydrat durchdrungene, gelb- braune, stellenweise helle Masse mit feinsten, staubartigen Erzeinsprengungen	0,50 m
		8. Dunkelgraue harte Masse, die überaus reich an Kupfer- und Schwefelkieseinsprengungen ist und zugleich oxy- dische Erze enthält	0,55 m
		9. Lichtgrauer Schiefer mit erzhaltigen Quarzzwischenlagen	0,60 m

Gang- gesteine	}	10. Zersetztes, zellig-bröckliches, stark verkieseltes Gestein mit oxydischen Erzen, wie Azurit, Kieselkupfer, Malachit, Zinksulfat; stellenweise findet sich auch noch ölgrüne Zinkblende	0,65 m
		11. Schalsteinartige Gangmasse mit vielen Kupfer- und Schwefelkiesschnüren durchsetzt; gelegentlich nimmt das Erz massige Strukturen an. Die Erzführung ist im Gegensatz zu 7, 8 und 9 nur an aplitische Gänge und oft fingerdicke Kalkspatschnüre gebunden. Eine zweifellos jüngere Gangformation	12,00 m
Liegend- steine	}	12. Dünablätteriger, schwarzgrauer Schiefer mit metallisch glänzenden Spaltflächen und leichten Kiesimprägnationen	2,50 m
		13. Kohlschiefer	5,80 m

In den Kiesen Nr. 7—9 und Nr. 11 liegen zwei streng zu scheidende Arten vor, die nach dem Befund der Dünnschliffuntersuchung zwei verschiedenen Kiesgenerationen angehören müssen. So erweisen sich unter dem Mikroskop die Erzkörnchen und -kristalle der Kiese Nr. 7—9 in der chloritisch-quarzitischen Masse des Schalsteins fest eingebettet, und zwar bildet die Schalsteinmasse dünne Häutchen und Lagen zwischen den einzelnen Erzpartikelchen. Nur stellenweise lassen sich sekundäre Quarzausscheidungen erkennen, die gegen den primären Quarz des Schalsteins durch größere Kornstruktur kontrastieren und die die Erzkörner gelegentlich vollständig umhüllen. — Die schalsteinartige Gangmasse Nr. 11 zeigt dagegen keine eingewachsenen Erzindividuen, sondern nur Erze, die lediglich an wirrverzweigte aplitische Gängchen, stellenweise aber auch an sekundären Quarz und Kalkspat gebunden sind. Die Feststellung, daß die jüngeren Quarzschnüre bisweilen zerbrochene Kalkspatkristalle durchsetzen, ist für die Beurteilung der sekundären Erzumlagerungen von einiger Wichtigkeit. Man kann hiernach mit Sicherheit für die Bildung der jüngeren Erzgeneration drei Formationen unterscheiden: 1. die Aplitformation, 2. die Karbonatformation und 3. die jüngere Quarzformation. Die reichlichen Kalkinkrustationen an den alten Firsten und Streckenwänden lehren übrigens, daß Umlagerungen und Neuabscheidungen von Kalkspat in nicht unbedeutendem Maße fort dauern.

„St. Veitsmorgengang.“

Derselbe ist an zwei Stellen im „Alexanderstollen“ aufgeschlossen und besteht aus einem Hauptgang und einem Nebentrum (dem sogen. St. Veitstrum). Der Hauptgang ist infolge von Gebirgsstörungen verschoben und auch in den aufgerichteten Schiefeln durchgreifend gelagert. Sein Streichen konnte an mehreren Stellen im „Alexanderstollen“ mit 345° festgestellt werden, sein Fallen wechselt zwischen $40\text{—}70^{\circ}$ O. Die durch den „Alexanderstollen“ angefahrenen Gangteile waren von den Alten bereits abgebaut; doch gelang es durch einen Hangendschlag ein stehengebliebenes Gangstück aufzuschließen und abzubauen. Die Untersuchung ergab, daß es sich um das in der alten Literatur so hochgepriesene edle Kupfererz (Gelberz) handelt, das im 14. Jahrhundert den Ruf des Kupferberger Werkes begründete. Infolge der geringen Wasserschwierigkeiten konnten die Alten das hochwertige Erz bis auf 85 m Teufe erfassen. Und erst durch Anschlagen einer Klufthwasserader in dieser Teufe kam der so hoffnungsvolle Betrieb zum Stillstand. Heute ist das Anstehende dieses berühmten Ganges noch 35 m unter Wasser. Infolge der hohen Kosten einer Wasserhaltung mußte bis heute das Wiedererfassen dieser edlen Gang-

zone unterbleiben. Sobald jedoch die Finanzierung des neuen Unternehmens durchgeführt ist, wird die Sumpfung dieser vielversprechenden alten „St. Veitstiefsten“ als erste Arbeit in Angriff genommen werden. Durch sorgfältige Vermessungen über und unter Tage sowie durch geologische Aufnahmen im „Alexanderstollen“ konnte das streichende Aushalten dieses Ganges auf rund 200 m festgestellt werden.

Da der Gang nach seiner ganzen Position im Gebirge als verbrochene Fortsetzung des in oberen Teufen vorhandenen Schwefelkieslagerganges anzusehen ist, der durch Querverwerfungen zerrissen und durch streichende Verwerfungen ($350-360^\circ$ obs.) aus der ursprünglichen Lage verschoben worden ist, so ergibt sich daraus die bedeutungsvolle Tatsache, daß der Kieslagergang nach der Tiefe an Erzadel ganz erheblich zunimmt. Falls diese Erscheinung regional ist, was bei der Mächtigkeit und der großen Längenerstreckung des Gangzuges überaus nahe liegt, so darf man allein im Kupferberger Gebiet noch auf gewaltige Massen hochwertiger Erze rechnen. Dies um so mehr, als der Abbau an allen übrigen Punkten des Grubenreviers infolge von Verwerfungen und früh auftretendem Kluftwasser nur bis auf höchstens 40 m Teufe gediehen ist.

Dieser als Zementationszone anzusprechender Horizont des großen Lagerganges führt in der 50 m-Teufe hauptsächlich derben Kupferkies und Buntkupfererz. nur gegen das Hangende und Liegende zu stellen sich auch Schwefelkiese als Imprägnationen ein.

Der Kupferkies zeigt zum großen Teile eine rein massige Struktur, stellenweise reichert sich die Erzführung derart an, daß derbe, bandartige Erzmassen von 20—50 cm Stärke und darüber die 4—6 m mächtige Gangspalte füllen. Die in den Jahren 1920—1921 vom Oberbergamt München und der bayerischen Landesgewerbeanstalt Nürnberg durchgeführten **Analysen** ergaben einen Durchschnitt von:

18,75	%	Kupfer,
35,50	„	Schwefel,
0,002	„	Silber,
0,0005	„	Gold.

Der Durchschnittsgehalt der gesamten Gangmasse (Rohförderung) schwankt zwischen 7—10% Kupfer.

Genetische Bemerkungen.

Im Laufe der Untersuchungen hat sich mehrmals herausgestellt, daß die Erzonen mit Eruptivgesteinen eng verknüpft und an Spalten gebunden sind. Dies weist darauf hin, daß wir es in der Hauptsache mit Lagerstätten zu tun haben, die jünger als das Nebengestein (Schiefer) sind und sich aus dem Magma herleiten lassen. Beim Studium der Lagerstätte in den „St. Veitsstrecken“ hat sich gezeigt, daß zwei streng von einander zu scheidende Kiesarten bestehen, die nach ihrer Textur zwei verschiedenen metallographischen Provinzen angehören müssen. Nachdem die Hauptmasse der Erze fast stets mit Diabasgesteinen vergesellschaftet auftritt und die Diabasdurchbrüche älter sind als alle übrigen im Untersuchungsgebiet vorkommenden Eruptivgesteine, so liegt es nahe, den Diabas als das Muttergestein der älteren Kiesgeneration zu betrachten. Wahrscheinlich sind diese Erze anlässlich der untermeerischen Diabaseruptionen gleichzeitig mit vulkanischen Schlammassen in aufgerissene Spalten gepreßt oder zusammen mit Sediment- und Tuffmaterial in horizontale, schichtähnliche Decken ausgebreitet worden, über die dann die

Sedimentation ihren Fortgang nahm.¹⁾ Dies würde auch den eigenartigen Umstand erklären, daß die Erzzone im Kupferberger Revier an bestimmte Schieferhorizonte gebunden ist.

Durch die Aufrichtung der Schichtenkomplexe in der silurisch-kulmischen Gebirgsbildungsperiode und die darauf folgenden Graniteruptionen erfolgten wohl längs dieser fremden und lockeren Einschaltungen im Schieferkomplex bzw. durch Neubelebung alter Spaltensysteme, größere Aufreißungen, in die dann Nachschübe des granitischen Magmas²⁾ zum großen Teil wohl in Form von Dämpfen und Minerallösungen eindringen und dort durch Abspaltungen metallischer Zonen der jüngeren Kiesformation das Dasein gaben. Dabei mag es vorgekommen sein, daß überhitzte oder vielleicht Säuren enthaltende Wässer nebenbei auch eine Auflösung und Umlagerung der diabasischen älteren Kiese verursachten. — Die emporgedrungenen Lösungen aus dem granitischen Magma scheinen überaus dünnflüssig gewesen zu sein, da sie sich seitwärts der Hauptäste auch in die kleinsten Spalten und Hohlräume ergossen und dort ihre metallischen Stoffe abgelagert haben. Die Sättigung der Gesteine erfolgte naturgemäß nach dem Grad ihrer Durchlässigkeit. Die feinkörnigen und somit weniger durchlässigen Schiefer wurden nur wenig von dem Elemente berührt, die tuffigen und lockeren Gebilde dagegen, die erst durch die allseitige Durchdringung von aplitischem Magma ihre Festigkeit und Härte bekamen, konnten von größeren Massen der Dämpfe und Thermen durchströmt und gesättigt werden.

Der wechselnde Reichtum der Erzführung läßt sich durch den Grad der Durchlässigkeit unschwer erklären. Der gleichen Ursache ist die gewaltige Stauung und Anhäufung der neuen Kiesgeneration längs der dichten, undurchdringlichen Diabasmauern zuzuschreiben.

Daß die neu vollendete Lagerstätte sich keiner dauernden Ruhe erfreuen durfte, beweisen die zahlreichen Sprünge und Aufreißungen, die in ihr auftreten und zu neuen Umsetzungen Anlaß gegeben haben.

Die Umwandlung der Erze innerhalb der Oxydationszone (eiserner Hut) soll nicht weiter erörtert werden, da die Beobachtungen keine Gesichtspunkte gebracht haben, die nicht schon in der Literatur über sekundäre Teufenunterschiede zu finden sind.

C. Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse.

I. Aus dem Inhalt der älteren Literatur.

1. Älteste Betriebsperiode.

Der Bergbau nahm zu unbekannter Zeit nordwestlich der Ortschaft Kupferberg seinen Anfang und erreichte im allmählichen Fortschreiten nach Südosten mit einer Gesamtlängenausdehnung von 1500 m sein Ende. In der Blütezeit, die in das 14. Jahrhundert fällt, waren angeblich 1700 Bergknappen tätig und zehn Schmelzhütten im Gange. Dieser Aufschwung hing mit der Entdeckung von reichen

¹⁾ In diesem Falle müßte es sich jedoch um kambrische Diabaseruptionen handeln, da die hangenden Schichten der Schalsteine, nämlich die phyllitähnlichen Grauschiefer, ihrem ganzen Habitus nach als kambrisch einzuschätzen sind.

²⁾ Beim Neufanger und Marktschorgaster Vorkommen ist das Eruptivgestein (Hornblende-granit bzw. -gneis) anscheinend selbst der Erzträger.

Kupferkiesgängen (Gelberzgängen) zusammen, die besonders in der Teufe hohen Erzadel trugen und größere Mächtigkeiten hatten. Die wichtigsten Gänge waren der „Kupfermorgengang“ auf dem Schieferberg, der „Alte Kupferberger Gang“, und „Stehende Kupferbergergang“ unter der Ortschaft Kupferberg, der „Stehende St. Veitsgang“ und „Morgengang in hora 4“ unmittelbar südöstlich Kupferberg, der „St. Veitsmorgengang“ und das „St. Veitstrun“ auf dem Görlitzanger, ferner der „St. Heinrichsgang“ und „Wurmbergergang“ auf dem Wurmberg südlich Unterbirkenhof.

Die Hereingewinnung der Erze bewegte sich infolge von Wasserschwierigkeiten und Gebirgsstürzen (Verwerfungen) meist nur in Teufen von 20—40 m. Eine Ausnahme machte der Bau auf dem Südflügel des „St. Veitsmorgenganges“, wo man eine Saigerteufe von über 80 m erreichte und die reichsten Erzanbrüche hatte. Durch einen Wassereinbruch wurde diesem ertragreichen Abbau gegen Ende des 14. Jahrhunderts ein jähes Ende gesetzt. Damit nahm auch der Bergbau bei Kupferberg seinen endgültigen Abschluß, da bereits alle festgestellten und erreichbaren Erzgänge gewonnen waren und alle Gwältigungsversuche der „St. Veitstiefsten“, die durch Gnadenbriefe des Bamberger Hochstifts angeregt wurden, an der Unzulänglichkeit der damaligen Hilfsmittel scheiterten.

2. Mittlere Betriebszeit.

Im 17. Jahrhundert wurde das verfallene Bergwerk wieder geöffnet und mit einigen Unterbrechungen bis Anfang des 19. Jahrhunderts in Betrieb gehalten. Der Abbau beschränkte sich während dieser Zeit lediglich auf stehengebliebene minderhaltige Kupferkiesreste im alten Mann, sowie auf die Gewinnung des von den Alten verschmähten kupferhaltigen Schwefelkieses zur Vitriolbereitung. Man ging in regelloser Wühlarbeit den edleren Mitteln nach, ohne jedoch in tiefere Horizonte als die Alten zu gelangen. Selbst der unter Leitung des energischen Berghauptmanns Kropf großangelegte Sumpfungversuch der „St. Veitstiefsten“ hatten keinen nennenswerten Erfolg.

3. Neuzeit.

Die Arbeiten zu Beginn des 19. Jahrhunderts waren nur noch auf Gewinnung von Vitriol eingerichtet, wurden aber infolge des mangelnden Absatzes bald eingestellt. Späterhin folgten einige Wiedergwältigungsversuche, darunter der von der Gewerkschaft „Kupferberg“ im Jahre 1892 getriebene 1200 m lange „Alexanderstollen“. Er sollte die „St. Veitstiefsten“ sumpfen, verfehlte aber seinen Zweck, da er um 30 m zu hoch einkam.

4. Ursachen des allgemeinen Verfalls.

Die Umstände, welche außer dem Vorgeführten das Eingehen des einst so blühenden Bergbaues veranlaßten, sind folgende:

a) Die meisten Gewerken trachteten durch Raubbau einen möglichst raschen, großen Erfolg zu erzielen und hatten kein Interesse an einer nachhaltigen Ausbeute. Sie drückten die Gesteungskosten auf ein Minimum herab, indem sie Untersuchungsarbeiten unterließen oder nur in ganz geringem Maße ausführten. Mitbestimmend für diesen Raubbau waren auch die hohen Abgaben, die das Hochstift forderte, dann die geringe Ausdehnung der Grubenfelder, die Grenzstreitigkeiten und die politisch unsicheren Zeiten.

b) Die oberen Teile der Erzlagerstätte, welche nur geringmächtige edle Kupferkiesgänge enthielten, waren bei diesem Verfahren rasch abgebaut und die tieferen, reichen Kupferkieszonen konnten infolge einbrechender Kluftwässer oder größerer Gebirgsstürze (Verwerfungen) nur zum kleinsten Teile erfaßt werden.

c) Die überaus primitiven Verhüttungsverfahren gestatteten nur die Verschmelzung der reinsten Erze. Stark eisenschüssige Kiese, wie die auf dem Schieferberge, mußten liegen gelassen werden.

d) Den Wiederaufnahmebestrebungen in neuerer Zeit standen die Unkenntnis der geologischen Position der Lagerstätte, die Ziellosigkeit der Arbeiten und die Entwertung des Kupfers durch die großen Einfuhrmengen aus Amerika und Australien entgegen.

II. Geologische Position der Lagerstätte.

1. Geologisch-petrographische Ergebnisse.

Am Aufbau des Untersuchungsgebietes beteiligen sich kristalline und mehr oder weniger metamorphe fossilfreie Schiefer, die gelegentlich von basischen und saueren Eruptivgesteinen durchsetzt sind. Nach den petrographischen und tektonischen Verhältnissen sowie dem sonstigen geologischen Aufbau der Nachbarschaft sind diese Gesteinsmassen als vorwiegend kambrisch und silurisch, insgesamt aber als paläozoisch zu betrachten.

Schiefer.

Die normalen oder leicht metamorphen Schichtgesteine lassen sich in Tonschiefer und Quarzit- oder Serizitschiefer teilen. Erstere sind vielfarbig, mild und dünnplattig; letztere vorwiegend graugrün, hart, undeutlich geschiefert und häufig sandig. Die in den Gruben übereinander angetroffenen Schiefer dieser beiden Arten sind wie folgend benannt worden: a) Heller Grobschiefer, b) Kohlenschiefer (Schwärzschiefer nach GÜMBEL), c) Phyllitähnlicher Grauschiefer (Glanzschiefer), d) Graugrüner Ton- und Serizitschiefer (Phykodenschiefer nach GÜMBEL), e) Haupttonschiefer (Dach- und Lederschiefer nach GÜMBEL), f) Kieselschiefer. g) Brauner sandiger Schiefer.¹⁾ Auf stratigraphische Ordnung hat diese Schichtfolge jedoch keinen Anspruch, wenngleich die Vermutung besteht, daß in ihr eine gewisse Altersreihe zum Ausdruck kommt. Ein Normalprofil kann eben nach den bisherigen Aufschlüssen nicht festgelegt werden, da sich durch Auspressungen und Abscherungen (Dezimierung des Normalprofils) und mehrfache Überschiebungen (Vervielfachung des Normalprofils) stets wechselnde Mächtigkeiten und Abweichungen in der Schichtenfolge ergeben.

Kontaktschiefer.

Am Kontakt mit den basischen Eruptivgesteinen, besonders mit den Diabasen, sind die milden Schieferarten meist leicht gefrittet oder verkieselt und zu einer adinol- oder hornsteinähnlichen Masse umgewandelt. In der Berührung mit Apliten, die dem Gangfolge des bei der Neuaufnahme aufgefundenen Galgenberggranits entstammen, zeigen besonders die Haupttonschiefer helle Fleck- und Körnerbildungen (Schäckschiefer nach GÜMBEL), die braunen sandigen Schiefer dunkle Knoten.

¹⁾ Als Leitschiefer für Erz gelten die Kohlenschiefer und phyllitähnlichen Grauschiefer, die mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 8–10 m auftreten.

Kristalline Schiefer.

Die im Norden des Grubengebietes auftretenden kristallinen Schiefergesteine (Glimmerschiefer, Gneis, Hornblendegneis) gehören der vielumstrittenen „Münchberger Gneislinse“ an. Auf dem Galgen- und Steinberg sind in ihnen granitische Gesteine freigelegt, die besonders hochmetamorphe Zonen (Kontaktthöfe) erzeugt haben. Diese sind vorzugsweise durch hochgradige Injizierungen der kristallinen Schiefer (Augengneisbildungen) ausgezeichnet, die mit zunehmender Entfernung vom Granit an Intensität abnehmen. — Die kristallinen Schiefer selbst scheinen im allgemeinen paläozoischen Sedimenten zu entstammen, welche anlässlich der varistischen Gebirgsbildung vorübergehend in große Tiefen gelangten und dabei im plastischen Zustande mit einsetzenden magmatischen Intrusionen in Berührung kamen, die durch ihre Hitze und Dämpfe, sowie durch teilweise Einschmelzungen und Durchtränkungen hochgradige Umwandlungen verursachten. Für diese Auffassung sprechen zahlreiche Steinbruchaufschlüsse im Gneisgebiet, die eruptives und sedimentäres Material in inniger Vermengung, manchmal auch streifenartig geordnet, in einer Art plastischen (völlig bruchlosen) Faltung zeigen.

Granitische Gesteine.

Was das Auftreten der vielfach verzettelten, granitischen Massen anbelangt, die in diesen umkristallisierten Schiefen noch örtlich erhöhte Metamorphose (Kontaktmetamorphose) erzeugten, so scheinen, nach dem mehr oder weniger konkordanten Injektionsverband zu schließen, manche schon mit der Hebung des veränderten Krustenteils emporgedrückt worden zu sein, während die übrigen im Gefolge der orogenetischen Hauptphase intrudierten. Das massenweise Auftreten von Aplitgängen, welche die kristallinen und normalen Schiefer wie auch die Granite selbst nach allen Richtungen durchsetzen, sprechen für die Annahme, daß noch saure Nachschübe auch nach der varistischen Hauptfaltung erfolgt sind. Die Granite selbst haben meist porphyrischen Charakter (Porphyrganit) und sind vielfach zerquetscht und mylonitisiert (granit écrasé). Als Randfazies treten basische Provinzen auf, die oft alle Übergänge vom Granit zu Diorit bis Amphibolit (Hyperit-Diorit nach TÖRNEBOHM) aufweisen. Der richtungslos-körnige Amphibolit geht gewöhnlich am Rande in Hornblendeschiefer, Epidot- und Chloritschiefer über, die sich unter dem Mikroskop meist als ausgesprochene Mylonite entpuppen. Diese drei Schieferarten bilden innerhalb des Kartenblattes die GÜMBEL'sche „Chloritschieferzone“. Weiter gegen Südosten hin wird sie von mylonitisierten Diabasen (Grünschiefer) vertreten.

Basische Eruptivgesteine.

Das Auftreten der ausgesprochen basischen Eruptivgesteine verteilt sich im Grubengebiet fast ausschließlich auf die vorgenannten halbmethamorphen oder normalen Schichtgebilde, die unter die kristallinen Schiefer auf Überschiebungsflächen einfallen. Es wurden in der Hauptsache altpaläozoische Diabase und Keratophyre, sowie deren Tuffe und Schalsteinbildungen festgestellt.

Diabase.

Die Diabase zeigen sowohl effusiven wie intrusiven Charakter und bilden Decken, Lager und Gänge. Sie sind durchweg unfrisch und zeigen den für stark gestörte, besonders gefaltete Gebiete charakteristischen Grünsteinhabitus (Vorherrschen von Chlorit und sekundärem Kalk).

Die effusiven Diabase treten besonders zahlreich auf und gewinnen gegen den Gebirgsrand hin derart an Ausdehnung, daß sie längs der großen „Fichtelgebirgsrandspalte“ im wesentlichen das Relief und die Begrenzung des Westsaumes bedingen. Sie scheinen längs mächtiger Schichtaufreißungen an solchen Stellen emporgedrungen zu sein, wo Faltungen zu wiederholten Malen einsetzen. Sie sind im allgemeinen an der Oberfläche dicht, nach unten zu feinkörnig, mitunter porphyrisch (Feldspat- und Augitporphyrit), zeigen oft ausgeprägten vitrophyrischen Charakter, große Neigung zur Mandelsteinbildung und häufige Verbindung mit Tuffen. Ihre eigenartigen Verwachsungen am Primärkontakt mit dem Haupttonschiefer, ihre auf große Abkühlungsgeschwindigkeit hinweisenden Strukturen, ferner die häufige Vergesellschaftung mit Kristalltuffen und Schalsteinen deuten wohl zweifellos auf untermeerische Ergüsse hin.

Neben den großen Massen von effusiven Diabasen trifft man auch vereinzelte kleine Gänge oder Lager von grobkörnigen Varietäten, welche durch kontaktmetamorphe Veränderungen am Schiefer ihre intrusive Aktivität erweisen. Die Hauptgemengteile dieser Diabase zeigen nicht immer gleichen Verband und gleiches Mengenverhältnis, ebenso sind Korngröße und Farbentönung verschieden. Im allgemeinen herrscht die gabbroidische Struktur vor.

Keratophyre.

Die Keratophyre sind nur als lagergangartige Massen erkannt worden, die an einigen Stellen neben bisher unbekanntem Keratophyrchalsteinen auch von reinen Tuffen begleitet werden. Sie haben überaus wechselnde Struktur und mineralogische Zusammensetzung. Im allgemeinen bestehen sie aus fluidal angeordneten, zweifach lamellierten, schartigen Feldspäten, aus dunklen Gemengteilen (Augit, Hornblende, Biotit) und Quarz. Die Grundmasse ist meist dicht und durch Chlorit grün gefärbt. Neben den normalen dichten Gesteinen finden sich auch körnige und porphyrische Varietäten mit sehr wechselndem Orthoklas- und Quarzgehalt. — Als vitrophyrische Abart mit verkleinerten Feldspäten in trachytischer Fluidalstruktur und reichlicher Glasbasis treten auch vereinzelt sogen. **Glas-keratophyre** auf.

Tuffe und Schalsteine.

Die Diabase sowohl wie die Keratophyre sind gelegentlich mit Tuffen oder Schalsteinen verbunden. Es konnten feinerdige bis grobkörnige Diabastuffe, diabasische Kristalltuffe, Keratophyrtuffe, sowie Diabas- und Keratophyrchalsteine mit wechselndem Gehalt an tonigem und kalkigem Sedimentmaterial bzw. Quarzsand festgestellt werden. Es sind auch Schalsteine mit Kalkmandeln gefunden worden, die beim Verwittern löcherig werden und dann sogen. Blattersteine bilden. Auch Porphyroide sind nachzuweisen und wohl als dynamometamorph veränderte Keratophyrchalsteine anzusprechen.

2. Tektonische Feststellungen.

Das Untersuchungsgebiet stellt einen kleinen Ausschnitt aus den Überresten eines varistischen Gebirgsknotens dar, der anscheinend nach zwei aufeinander senkrechten Richtungen (NW.-SO. und NO.-SW.) in einer Reihe von gebirgsbildenden Phasen aufgestaut wurde. Die Nordwestrichtung behält in unserem Randstreifen die Oberhand und kommt sowohl im Streichen der Schichtenstellung wie auch in der Anordnung der Eruptivgesteine klar zum Ausdruck. Die dazu senkrechte

varistische Richtung, die in den nördlich angrenzenden Gebirgsrudimenten fast ausschließlich herrscht, setzt sich hier nur in der Anlage der Höhenzüge und der Täler durch. — Die steil gegen NO. einfallenden paläozoischen Gesteinsmassen lassen sich in die vorbesprochene gneisartige Innenzone (Teil der Münchberger Gneissmasse) und in die grünsteindurchsetzte Randschiefereinfassung scheiden. Die Westgrenze dieser alten Masse bildet das fränkische Triashügelland. Im ganzen paläozoischen Schichtensystem, das hier vor den klotzigen Diabasmassen des Westsaumes auf kleinem Raume zusammengepreßt erscheint, kommt eine allgemeine Bewegung gegen SW. klar zum Ausdruck. Sie ist allerdings nicht groß und verliert sich bereits im Gneishinterlande auf der Höhe der Linie Stammbach-Hohenberg. Ihre überall zu verfolgende Einseitigkeit weckt aber die Vorstellung von ehemals westlich vordringenden Falten, die durch Überschiebungen in Schuppen und Decken übergegangen sind. In der Tat haben sich auch bei der näheren Untersuchung eine große Zahl von Überschiebungen ergeben und die übereinander liegenden Gesteinskomplexe fast ausschließlich als Schuppen (Deckenreste) herausgestellt, die durch jüngere Störungen zerschnitten und längs neuer Bewegungsflächen gegeneinander verstellt worden sind. Auffällig ist, daß die Zerstückung und Zertrümmerung, die am Gneisrand ihren Höhepunkt erreicht, nach der Tiefe zu ganz erheblich nachläßt. — Erwähnenswert und für die Einschätzung der früheren Gebirgsbewegungen nicht unwichtig sind die in verschiedenen Abstufungen auftretenden molekularen Veränderungen der randlichen Schieferserien. So geben sich besonders der graue Glanzschiefer, der Kohlschiefer und einige Horizonte des Haupttonschiefers durch ihren mehr oder weniger starken Metamorphismus (tektonische Fazies) als typische Glieder einer orogenetischen Zone zu erkennen. Aber auch die nicht selten auftretenden Mylonite weisen auf stattgefundene starke Gebirgsbildung und zwar vorwiegend auf Überschiebungs- und Deckenstrukturen hin. Was nun die Gneissmasse anbelangt, so scheint diese bei der varistischen Gebirgsbildung den stärksten Auspressungen und tiefgehendsten Bewegungen ausgesetzt gewesen zu sein. Aus ihrer Anordnung im heutigen Gebirgsrumpf, aus den vorbesprochenen Strukturen und der durchweg hochgradigen Metamorphose darf man in ihr eine Region vermuten, in der tiefere Rindenteile des Gebirges an die Oberfläche gekommen sind. Es handelt sich vermutlich um eine Art fächerförmig ausgepreßter Wurzelzone mit Rückfaltungsvorgängen, in der ein lebhafter Vulkanismus eingesetzt hat und die randlich allseits übergequollen ist. Wie bereits erwähnt, löst sich der Komplex der randlichen Gneisschuppen in unserem Gebiete scharf von den westlich vorgelagerten, wenig metamorphen Schiefermassen los. Sie sind getrennte tektonische Einheiten, wenngleich sie ehemals in stratigraphischen Beziehungen zueinander gestanden haben mögen. Wir unterscheiden demnach auf Grund der eingangs getroffenen Einteilung eine **Innen- oder Gneisdeckenmasse** und einen **Randdeckenkörper**. Die Innendecke ist ziemlich flach auf die Randdecke aufgeschoben. Letztere zerfällt selbst wieder in viele Überschiebungsflächen, welche häufig mit mitgeschleppten Eruptivgesteinskörpern belegt sind. Die Randdecke endlich tritt mit größeren Diabasmassen an der Basis in einer steilen Überschiebung (Überquellung) über das Triasvorland.

Die hochgradige Zerstückelung unseres Gebietes, besonders des Westsaumes, ist das Werk von radialen Störungen, die mit großen Absenkungen im Rotliegenden einsetzen und nach der langen mesozoischen Bodenruhe, während der das varistische Bergland zur Fastebene abgetragen wurde, im Oberjura als sogen.

kimmerische Bewegungen von neuem in Erscheinung traten. Die zentripetale Bewegungstendenz hielt vermutlich auch in der unteren und oberen Kreide an und trat zur Tertiärzeit nochmals in ein Hauptstadium ein. Im Quartär und in geologisch jüngster Zeit waren die Bewegungen nur noch von unbedeutendem Ausmaß. In der Summierung dieser Störungsfolgen, verbunden mit der nie rastenden Abtragung wurde der alte varistische Bau in eine Rumpfschollenmasse verwandelt. Von den zahlreichen Verwerfungen, die im Untersuchungsgebiet immer wieder Teile aus dem verebneten Gebirge herausgehoben haben, ist die herzynisch streichende „**Fichtelgebirgsrandspalte**“, als Teilstück der großen „Fränkischen Linie“, die ausgeprägteste. Ihre Wirkungen lassen sich bis in alle Teile des Grubengebietes verfolgen und an ihr fällt heute noch der Rand des tief abgetragenen Deckengebirges mit einem scharf ausgesprochenen Fuß steil gegen das Triasland¹⁾ ab. Eine besondere Eigentümlichkeit zeigt diese Störung darin, daß sie sich beim Buchleithenbach gabelt und eine längliche Scholle von Rotliegendem begrenzt. Sie hat sich ferner infolge des Hinausdrängens der gehobenen Schollen über das Vorland als steile Überschiebung (Überquellung) entwickelt. Die übrigen Hauptstörungen, wie der „Birkenhofer Staffelbruch“, die „Buchleithenspalte“ und der „Wurmberger Querbruch“ bevorzugen entweder rein nördliche bzw. nordöstliche Streichrichtungen und zeigen neben vertikalen Differenzen auch stellenweise horizontale Verschiebungen. Daß das Gebiet sonst noch von zahlreichen, weniger markanten Störungen durchsetzt ist, deren Ineinandergreifen das abwechslungsreiche landschaftliche Bild bedingen, hat die tektonische Aufnahme des „Alexanderstollens“ erwiesen.

Die Erzlagerstätten. Feststellungen über Tage.

Die Tageserkundungen, die sich auf genaue Einmessungen des Grubengeländes aufbauten, konnten bezüglich Ausdehnung und Streichrichtung der ehemaligen Bauzone die Angaben der Alten voll bestätigen. Die Untersuchung des massenhaften Haldenmaterials ergab, daß, sowohl auf dem Schieferberg nordwestlich Kupferberg wie auf den Höhen südöstlich der Ortschaft bis nahe an Oberbirkenhof, ein reger Bergbau auf Kupferkies und kupferhaltigen Schwefelkies umging. Die alten Abbrände, die noch in ansehnlichen Massen vorzufinden sind, deuten nach ihrem Gehalt auf eine höchst unzulängliche Verhüttung der früher gewonnenen Erze hin. Ein großer Teil des alten Schlackenmaterials konnte deshalb während des Weltkrieges zur nochmaligen Verarbeitung verschickt werden.

Die Erzzone ist im Kupferberger Revier an den vorerwähnten halbmetamorphen Schieferstreifen gebunden, der zwischen Gneis bzw. granitischen Gesteinen und Diabasmassen zu Tage tritt. Der alte Abbau verläuft im ganzen Grubengebiet in der Nähe der Diabasgrenze und beschränkt sich lediglich auf den Horst des „Birkenhofer Staffelbruches“. In den sumpfigen Niederungen des Grabens fehlen jegliche Spuren ehemaliger Schürftätigkeit. Auf gleicher Streichungslinie gegen Südosten hin finden sich ebenfalls in hochgehobenen Schollenstücken die alten Bergbauzonen von Neufang, Wirsberg und Marktschorgast. Nach den Findlingen und Haldenresten zu urteilen, liegen auf der ganzen Linie Erze der gleichen Kiesgruppe vor, die in Beziehung zum granitischen Magma und dessen Gangfolge stehen; im Kupferberger Revier tritt dazu noch eine ältere Erzgeneration, die sich aus dem diabasischen

¹⁾ Die Randanlagerung der Trias besteht im Gegensatz zur GÜMBEL'schen Kartierung nicht nur aus Schilfsandstein, sondern setzt sich auch aus Lehrbergschichten, Esterienhorizonten, Koburger Sandstein, unterstem Gipskeuper und Muschelkalk zusammen.

Magma herleiten läßt, jedoch ganz untergeordnete Bedeutung hat. Da diese Lagerstätten auf einer einheitlichen Kurve liegen, die nahezu gleichen Verlauf mit der Fichtelgebirgsrandverwerfung nimmt, so handelt es sich wohl um eine gemeinsame Spalte, also um einen zusammenhängenden großen Erzzug. Das Generalstreichen der Lagerstätten gleicht mehr oder weniger dem der Gesteinsschichten.

Untersuchung von Lagerstättenresten in wiedergewältigten alten Bauen.

Das Verhalten der Erze im Untergrund wurde in wiedergeöffneten alten Gruben untersucht, die früher auf dem „Stehenden St. Veitsgang“, dem „Schwefelkieslagergang“ und dem „St. Veitsmorgengang“ bauten. Die Gänge erwiesen sich bis zum Tiefenwasser bzw. bis zu den Verwerfungen restlos abgebaut, nur beim Schwefelkieslagergang fanden sich noch große Massen von Armerzen vor, die durchschnittlich 1,25 % Cu und geringe Mengen von Ag und Au führen. Die Ausfüllung der Gänge bestand nach den noch nachweisbaren Resten edlerer Mittel aus lichtgrauem Schalstein, der von kupfer- und schwefelkiesführenden Aplit-, Kalkspat- und Quarzgängen durchsetzt war. Stellenweise konnte auch Zinkblende und Galmei nachgewiesen werden. Die Mächtigkeit schwankte, nach den Abbauräumen zu schließen, zwischen 1—12 m. Das Hangendgestein ist phyllitähnlicher Grauschiefer, das Liegendgestein Kohlschiefer (Schwärzschiefer nach GÜMBEL). Die Gänge stellen ohne Frage Ausfüllungen deutlicher Spalten dar, durch welche indessen das Nebengestein nicht verworfen zu sein scheint.

Im Abbaubereich des berühmten „St. Veitsmorgenganges“ führte ein Hangenschlag zur Entdeckung eines stehengebliebenen Gangstückes, das jenes „Gelberz“ führte, welches in früheren Zeiten den Ruf des Kupferberger Werkes begründete. Die Untersuchung ergab derben Kupferkies mit einem Durchschnittsgehalt von 18,75 % Kupfer; der Gehalt der Rohförderung dürfte zwischen 7—10 % Kupfer schwanken.

Im übrigen konnte bei allen Aufschlüssen festgestellt werden, daß die Alten alle erfaßbaren guten Erze mit peinlichster Sorgfalt abgebaut hatten, daß sie aber in den Verwerfungen und im Tiefenwasser unüberwindliche Schwierigkeiten fanden. Selbst der Versuch eines Ausrichtens verworfener Gänge war nirgends zu beobachten.

In genetischer Hinsicht sind im Kupferberger Revier zwei streng von einander zu scheidende Kiesarten festzustellen, von denen die ältere in Abhängigkeit vom Diabas steht, während die jüngere durch Vorgänge im Kontaktbereich granitischer Massen entstanden ist. Die Konzentration der neueren Kiesgeneration längs des Diabases ist wohl auf dessen Stauwirkung zurückzuführen.

Die Frage nach der Entstehung eines Teiles der Erze bei Neufang und Markt-schorgast dürfte mit einer Antwort auf die Frage der Entstehung der dortigen kristallinen Schiefer und Eruptivgesteine zusammenfallen.

Schlußbetrachtung.

Die vorstehenden Untersuchungen sind, wie bereits eingangs erwähnt, nur als Vorstudien zu betrachten und bei weitem nicht abgeschlossen. Die Durcharbeitung des gesamten Beobachtungsmaterials mußte bei der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit und dem universellen Charakter des Ganzen nur auf das Allerwichtigste beschränkt bleiben. Ebenso konnten die angeschnittenen petrographischen und tektonischen Themata nur eine kursorische Behandlung erfahren. Auch über die Lagerstätte selbst, besonders über ihre Erzvorräte und engeren tektonischen Ver-

hältnisse waren bei den nur mangelhaften Grubenaufschlüssen klare Bestimmungen nicht möglich gewesen. Die Hauptaufgabe bestand eben vorerst darin, das geologisch so überaus verwickelte und noch recht wenig geklärte Gebiet soweit zu ergründen, als es für eine vorläufige Einschätzung und teilweise Gewinnung der vorkommenden Erze unbedingt notwendig war. — Wenn demnach der Zeitpunkt für die streng objektive Beurteilung der Erzschatze von Kupferberg auch noch nicht gekommen ist, so darf man aus den vorliegenden Untersuchungsergebnissen doch auf das Vorhandensein einer zweifellos beachtenswerten Lagerstätte schließen, die bei den heute zu Gebote stehenden Hilfsmitteln einen gewinnbringenden Abbau verspricht. Daß eine gesunde Entwicklung des Bergbaues nicht schon in früheren Zeiten hat Platz greifen können, lag eben einzig allein an der Unkenntnis des Ausrichtens verworfener Gänge und an ungenügenden Wasserhaltungsvorrichtungen. Dazu kam allerdings noch der wenig ausgeprägte soziale Sinn der damaligen Gewerken, ihr fehlender Unternehmungsgeist und ihre geringe Ausdauer.

Um eine Vorstellung über den ökonomischen Wert der Erzfelder zu bekommen, muß man sich vor Augen halten, daß durch den alten Abbau in einer Teufe von 50—85 m der Nachweis einer Konzentrationszone erbracht worden ist, die von unseren Vorfahren nur auf einem ganz schmalen, zufällig wasserfreien Streifen abgebaut werden konnte und die infolge der Hochwertigkeit ihrer Erze (10—18% Kupfer) auf Jahrzehnte hinaus den Kupferberger Betrieb erhielt. Da in allen übrigen Teilen des Grubengebietes die Alten nur eine nachweisliche Durchschnittsteufe von 40 m erreicht hatten, so darf man bei dem regionalen Charakter der Gangfüllung auf nahezu 1 km streichender Länge die Derberzzone als unverritzelt vorhanden annehmen. Die frühere Gewinnung scheiterte, wie bereits wiederholt dargelegt, an den Wasserbrüchen und Gebirgsstürzen. Berücksichtigt man noch den Umstand, daß der frühere Bau nur an oberflächliche Erzausbisse angesetzt war, also die Erzzone nur strichweise beschürft wurde, so dürften noch große Teile des Erzuges, dessen Ausbisse durch Überschiebungen oder durch den Abtragungsschutt in Grabensenken verhüllt blieb, in vollkommener Erhaltung vorliegen. Die gleichen Verhältnisse sind auch in der südöstlichen Verlängerung der Erzzone bis Marktschorgast anzunehmen.

Neben dieser bedeutenden unverritzten Teufe sind aber auch noch große Mengen zurückgebliebener Erzurückstände in den alten Bauen zu berücksichtigen. Wir wissen aus der älteren Literatur, daß sich der frühere Abbau durchaus nicht auf die ganze Mächtigkeit der Lagerstätte ausgedehnt hatte, sondern sich mangels einer Aufbereitung nur auf den reichsten Teil beschränkte. Bei der Wiedergewältigung älterer Baustrecken hat sich dies auch überall bestätigt. Im „St. Veitschacht“ und in den anschließenden Läufen sind beispielsweise in der Sohle noch 6 m mächtige Schwefelkiesmassen zurückgeblieben, ebenso stehen noch gewaltige Pfeiler in den Ulmen unverhaut an. Erstere können firstenbaumäßig leicht hereingewonnen werden; aber auch die Sicherheitspfeiler lassen sich abbauen, wenn die zwischenliegenden Abbauräume dicht versetzt worden sind. Da der Durchschnittsgehalt des Schwefelkieses 1% Kupfer und 30% Schwefel beträgt, so ist das Vorkommen unter den heutigen Verhältnissen zweifellos abbauwürdig, falls die Aufbereitung und Verhüttung sowie die Schwefelsäuregewinnung an Ort und Stelle und in einem neuzeitlich eingerichteten Betrieb erfolgt. Für Errichtung von Aufbereitungs- und Hüttenanlagen würden sich die unbesiedelten, dicht bestockten und genügend Wasser führenden Taleinschnitte des Arnitz- und Buchleithenbaches

eignen, wohin das Haufwerk mittels Seilbahn leicht geschafft werden kann. Was die Verhüttbarkeit der Erze anbelangt, so ist diese eine überaus günstige, da ein überwiegender Gehalt an Kieselsäure und Schwefel (für Steinbildung) vorhanden ist und schädliche Stoffe, die Metallverluste nach sich ziehen würden, in den Erzen nicht vorkommen.

Da nun mit Sicherheit anzunehmen ist, daß nicht nur im Gebiet der wieder-geöffneten „St. Veitsstrecken“, sondern auch in der gesamten oberen Teufe der früher bebauten Zone kupferhaltige Schwefelkiese zurückgelassen worden sind, so darf man auf abbauwürdige Erzkörper von ansehnlicher Kubatur rechnen und aus dem alten aufgelassenen Bau eine Förderung erhoffen, welche die Hütte auf mehrere Jahre mit Erz versorgen wird. Bei höher steigenden Kupferpreisen ist es nicht ausgeschlossen, daß sich auch eine Aufarbeitung der alten Halden und Kiesabbrände lohnt, die noch in ansehnlichen Massen umherliegen.

Aus Vorstehendem ergibt sich also für eine Fortsetzung der Bergbautätigkeit in größerem Maßstabe die planmäßige Weiterführung der bereits begonnenen Arbeiten bei gleichzeitiger Vorrichtung für den Abbau und unter Anwendung der neuzeitlichsten Hilfsmittel. So ist durch Stümpfung der „St. Veitstiefsten“ vor allem der Anschluß an die Konzentrationszone zu gewinnen, die hoffentlich noch mit gleichem Adel in weiterer Teufe niedersetzt. Zur Lösung der unverritzten Teufen des übrigen Erzuges würde sich der Trieb eines tiefen Stollens lohnen, der am besten im Arnitztal beim Austritt des Baches in die Schorgastebene angeschlagen und in Richtung auf den „Rothenhanschacht“, also senkrecht zum Gebirgsstreichen geführt wird. Man könnte damit bei dessen genügender Erlängung alle streichenden Erzzone durchfahren und diese durch streichende Schläge nach beiden Seiten aufschließen und firstenbaumäßig hereingewinnen. Da die Stollenanlage im alten Abbaugelände eine Teufe von rund 120 m einbringen würde, ließe sich nicht nur eine Pfeilerhöhe von 40 m im unverritzten Felde der „St. Veitstiefsten“ und eine solche von 80 m im übrigen Teil der Erzzone gewinnen, sondern auch die Beseitigung alles lästigen Grubenwassers im Bereiche des voraussichtlichen Abbaus erreichen. Zur Verwertung der gesamten Vorkommen in den oberen Teufen müßten alle verfallenen alten Schurfbaue wieder zugänglich gemacht und nach modernen Grundsätzen zur Ausbeute gebracht werden. Aussichtsreich dürfte sich auch eine Neubeschürfung des Terrains auf Grund der vorliegenden montangeologischen Aufnahme gestalten. Ergiebige Angriffspunkte dazu scheinen sich besonders bei Oberbirkenhof, am Galgenberg und in der Nähe des Straßwirthauses zu bieten. — Anschließend an die Arbeiten im Kupferberger Revier müßten sich die systematischen Untersuchungen auch auf den ganzen übrigen Erzstrich unter Anlehnung an die alten Schurfe bei Neufang, Marktschorgast und Köslar ausdehnen. Damit würde die Zukunft des wieder aufgenommenen Betriebes nicht allein auf das Vorkommen im engeren Bezirk, sondern auf den Inhalt des ganzen Erzuges basieren und dem Bergbau eine Lebensdauer auf längere Zeit hinaus sichern. — Bezüglich des für den Betrieb der Bergwerksmaschinen nötigen elektrischen Stromes liegen die Verhältnisse sehr günstig, da den Gruben von der nahe vorüberführenden Freileitung der Arzberger Überlandzentrale unter Verwendung eines entsprechenden Transformators ein Drehstrom bei 50 Perioden mit 220 Volt verketteter Spannung zugeführt werden kann. Daß aber auch die Heranziehung der im Arnitz- und Koserbach vorhandenen Kraftreserven und die an vielen Stellen günstigen Gefällsverhältnisse zur Ausnutzung herangezogen werden können, soll

hier nur angedeutet werden. — Verkehrsgelegenheiten sind im hinreichenden Maße in der Gestalt einer Haupteisenbahnlinie sowie eines sehr guten Landstraßennetzes vorhanden. Da die Gewinnungsstellen kaum 2 km von der Bahnstation Ludwigschorgast entfernt sind, so wären auch bei der Verwendung von Drahtseilbahnen nur verhältnismäßig kleine Strecken zu übersetzen.

Die Nutzung der Kupferberger Erze dürfte also nach vorstehenden Überlegungen und Erwägungen keine großen Schwierigkeiten bieten, wenn der Betrieb mit ausreichenden Mitteln und modernsten Einrichtungen in größerem Maßstabe geführt wird. Ein Kleinbetrieb wird und kann nie Erfolg haben, da der Kupfergehalt der Erze — wie überall — meist gering bzw. sehr unterschiedlich ist und deshalb beim Abbau stets große Mengen von taubem Gestein mitbewegt werden müssen. Es ist ja eine bekannte Tatsache, daß Lagerstätten, die bei bedeutender Erstreckung im Streichen und Fallen einen Durchschnittsgehalt von 3—4% Kupfer aufweisen, zu den Seltenheiten gehören. Im allgemeinen beträgt der Gehalt der Rohförderung 1,5—2,5% und in vielen der bekannten Gruben nur 1—1,25% und noch weniger. Da im Kupferberger Revier die zurückgelassenen Armerze der oberen Teufe rund 1% und die Derberze der Konzentrationszone 7—10% Kupfer in der Gangmasse zeigen, so kann man der weiteren Erschließung und Ausbeutung mit der größten Zuversicht entgegensehen. Selbst die noch nicht näher untersuchten Zechenbezirke auf dem Schieferberg und bei Neufang dürften, nach den Findlingen und Haldenresten zu urteilen, große Mengen zurückgebliebener Erzurückstände enthalten. Außerdem ist dort auch noch eine nicht geringe unverritzte Teufe vorhanden. Alles in allem ergibt sich, daß im Kupferberger Erzrevier beachtenswerte Mengen von durchschnittlich leicht zu gewinnenden Kupfererzen liegen, die früher nur zum geringen Teile ausgebeutet wurden und deren weitere Gewinnung infolge der Unzulänglichkeit der damaligen Hilfsmittel unterblieb. So darf man also an Betracht der großen wirtschaftlichen Umwälzungen, die im Gefolge des Weltkrieges in Erscheinung traten, der bestimmten Hoffnung Raum geben, daß auch die Kupferberger Lagerstätte zur Hebung der Volkswirtschaft und zur Unabhängigkeit vom Auslande beitragen wird.

Inhalts-Übersicht.

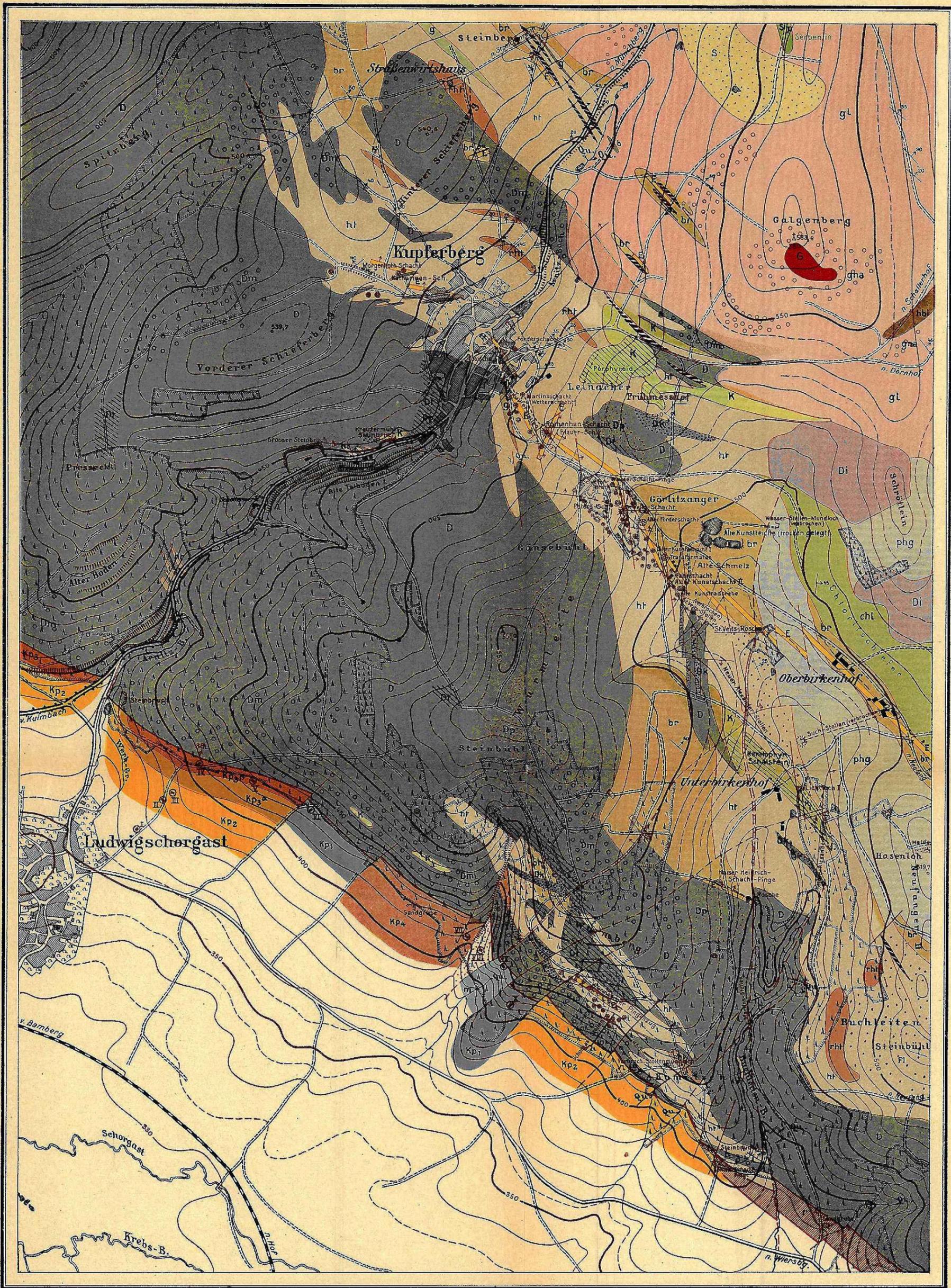
	Seite
Vorwort	1—3
Einleitung	4—5
A. Übersicht über den Inhalt der älteren Literatur	6—31
I. Literaturverzeichnis	6—9
Manuskripte	6—8
a) Akten des Oberbergamts München S. 6. — b) Kammerakten des Bamberger Archivs S. 7. — c) Urkundenmaterial der Pfarrei Kupferberg S. 7.	
d) Akten der Gewerkschaft „Kupferberg“ S. 7.	
Druckwerke	8
Grubenpläne	8—9
a) Pläne im Archiv des Oberbergamts S. 8. — b) Pläne der Gewerkschaftsammlung S. 9.	

	Seite
II. Kurze Geschichte des Bergbaues	9—12
III. Zusammenfassung der urkundlichen Berichte über Vorkommen und Gewinnung der Kupferberger Erze	12—23
Vorkommen und Gewinnung der Kupferberger Erze	12—17
Erzarten S. 12. — Erzführende Zone S. 13. — Ausdehnung der Erzzone S. 13. — Streichen und Fallen S. 13. — Mächtigkeit S. 13. — Lagerstätten-Mineralien S. 13. — Form der Lagerstätten S. 14. — Kupfer-Morgengang S. 15. — Alter Kupferberger Gang S. 15. — Morgengang in hora 4 und Stehender St. Veitsgang (Alte Schönborngrube) S. 15. — St. Veits-Morgengang S. 16. — Zweiter St. Veitsgang (St. Veitstrum) S. 16. — Stehender Kupferberger Gang S. 17. — Kaiser Heinrich-Gang S. 17. — Namenloser Gang (Wurmberger Gang) S. 17.	
Abbau der Erze	17—23
Förderung und Produktion S. 18. — Kupfergehalt der gewonnenen Erze S. 19. — Gold- und Silbergehalt S. 19. — Vitriolanalyse S. 19. — Gerätschaften (Gezähe) und andere Gewinnungsmittel S. 20. — Belegschaften S. 20. — Bergmeister S. 20. — Schichtmeister S. 21. — Besitz-Verhältnisse S. 21.	
IV. Die alten Grubengebäude	23—30
a) Älteste Betriebsperiode	23—27
Schieferberggruben S. 23. — Die Gruben „Alt-Kupferberg“ S. 24. — „Alter Kupferstollen“ (Franz-Ludwig-Stollen) S. 24. — Schönborngruben S. 24. — Blauer Schacht (Rothenhanschacht) S. 24. — Gruben auf dem „St. Veits-Morgengang“ S. 24. — St. Nikolauszeche (Franz Ludwigzeche) S. 25. — St. Veitszeche S. 25. — St. Veitsstollen S. 25. — Bau der St. Nikolauszeche S. 25. — Bau der „St. Veitszeche“ S. 25. — Aufassung sämtlicher Gruben gegen Ende des 14. Jahrhunderts S. 25. — Tiefer Stollen S. 26. — Hüttenanlagen S. 26.	
b) Mittlere Betriebszeit	27—30
Schieferberggruben S. 27. — Die Gruben „Alt-Kupferberg“ S. 27. — Erweiterung der Schönborngrube S. 27. — Alter Kupferstollen (Franz-Ludwig-Stollen) S. 27. — Blauer Schacht („Rothenhan“-Schacht) S. 28. — Neuer Bauversuch auf der Zeche „Alt-Kupferberg“ S. 28. — Franz Ludwig-Zeche (Alte St. Nikolaus-Zeche) S. 28. — Weitertrieb des alten St. Veitsstollens S. 28. — St. Veitszeche S. 28. — Bau von Kunstgezeugen S. 28. — Kaiser Heinrich-Schacht S. 29. — Suchstollen S. 29. — Hüttenanlagen S. 30.	
c) Neuzeit	30
Wiedereröffnung des Kaiser Heinrich-Schachtes 1832 S. 30. — Aufwältigung des Alten Franz-Ludwig-Schachtes S. 30. — Sumpfungversuche der alten Gewerkschaft Kupferberg 1892 S. 30.	
B. Geologische Position der Erzlagerstätte	31—90
I. Geologische Übersicht	31—32
II. Geologische Literatur	32—33
A. Druckschriften	32
B. Kartenwerke	33
III. Geologisch-petrographische Beschreibung der wichtigsten Gesteinszonen	33—51
1. Die Schiefer	33—37
Heller Grobschiefer S. 33. — Kohlen (Graphit), Schiefer (Schwärzschiefer) S. 33. — Phyllitähnlicher Grauschiefer (Graue Glanzschiefer) S. 34. — Graugrüner Tonschiefer und Serizitschiefer S. 34. — Haupttonschiefer S. 35. — Lederschiefer S. 35. — Roter Atlasschiefer S. 35. — Kontaktschiefer am Diabas S. 35. — Kontaktschiefer am granitischen Gestein (Schäckschiefer) S. 36. — Kieselschiefer (Lydit) S. 37. — Braune sandige Schiefer S. 37.	

	Seite
2. Paläovulkanische Eruptivgesteine	37—43
Dichter und feinkörniger Diabas S. 37. — Dichter Diabas (Diabasaphanit); (Spilit) S. 38. — Feinkörniger Diabas S. 39. — Diabasmandelstein S. 39. — Diabassporphyrite S. 39. — Augitporphyrit S. 39. — Feldspatporphyrit S. 40. — Diabasschiefer S. 40. — Grobkörniger Diabas S. 40. — Keratophyre S. 41. — Vitrophyre (Glaskeratophyre) S. 42. — Tuffe und Schalsteine S. 42. — Diabas-tuffe S. 42. — Keratophyr-tuffe S. 42. — Schalsteine S. 43. — Porphyroide S. 43. — Blattersteine S. 43.	
3. Gesteine, die der „Münchberger Gneismasse“ angehören	43—51
Vorbemerkungen S. 43. — Galgenberg-Granit S. 44. — Aplite S. 44. — Dioritgesteine S. 45. — Die kristallinen Schiefer als metamorphe Erscheinung im Umkreis der granitischen Tiefengesteine S. 45. — Die südwestliche Kontaktzone S. 46. — Nordwestliches Kontaktgebiet S. 49. — Die südöstliche Kontaktzone S. 49. — Chloritschiefer S. 50. — Die nördliche Kontaktzone S. 50.	
IV. Tektonik	51—80
1. Lagerungsverhältnisse	51—56
Allgemeines S. 51. — Schiefer S. 51. — Diabas S. 53. — Keratophyr S. 54. Tuffe (Schalsteine) S. 54. — Gneismasse S. 55. — Das westliche Vorland S. 55.	
2. Dislokationen	56—80
a) Tangentiale Dislokationen	57—70
Allgemeines über Faltenrudimente in der Münchberger Masse S. 57. — Faltungsreste am Kupferberger Rand S. 67.	
b) Radiale Dislokationen	70—80
Allgemeines über Spalten und Spaltenstörungen (Verwerfungen) S. 70. — Spalten im Kupferberger Revier S. 75. — Fichtelgebirgsrandspalte S. 75. — Birkenhofer Staffelbruch S. 78. — Buchleithen-Spalte S. 79. — Wurmberger Querbruch S. 79.	
V. Die Erzlagertstätten	80—90
1. Erkundungsarbeiten über Tage	80—84
Vermessungen S. 80. — Bestimmung der Ausdehnung und Lage der Erzzone S. 81. — Untersuchung des alten Haldenmaterials S. 82. — Analysen S. 83. — Zusammenfassung S. 84.	
2. Untersuchung von Lagerstättenresten in wiedergewältigten alten Bauen .	84—90
Stehender St. Veitgang S. 85. — Analysen S. 86. — Schwefelkieslageregang im Franz-Ludwig-Grubengebäude S. 86. — Analysen S. 86. — Oxydations-erze S. 86. — Tektonisches S. 86. — Gesteinsfolge der Erzzone S. 87. — St. Veits-Morgengang S. 88. — Analyse S. 89. — Genetische Bemerkungen S. 89.	
C. Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse	90—100
I. Aus dem Inhalt der älteren Literatur	90—92
1. Älteste Betriebsperiode	90—91
2. Mittlere Betriebszeit	91
3. Neuzeit	91
4. Ursachen des allgemeinen Verfalls	91—92
II. Geologische Position der Lagerstätte	92—97
1. Geologisch-petrographische Ergebnisse	92—94
Schiefer S. 92. — Kontaktschiefer S. 92. — Kristalline Schiefer S. 93. — Granitische Gesteine S. 93. — Basische Eruptivgesteine S. 93. — Diabase S. 93. — Keratophyre S. 94. — Tuffe und Schalsteine S. 94.	
2. Tektonische Feststellungen	94—97
Die Erzlagertstätten. Feststellungen über Tage S. 96.	
Schlußbetrachtung	97—100

Geologische Karte des Kupferberger Erzgebietes

Topographische Aufnahme, geologische Kartierung u. Zeichnung
von Diplomingenieur Dr. ing. H. Brand.
1919 - 1921.



Schichtlinien: ——— 10m
- - - - - 5m

Maßstab 1:10000

Zeichen - Erklärung.

Diabas Nimfener, Grottkauer, Forstgrün, Kandelar, als diorit (Proterozoisch)	Diabas Nimfener, Kandelar	Diabasuff u. Schalsteine	Karatophyr	Serpentin	Phyllit-Grau- Schiefer	Graugrüner Ton- Schiefer	Hauptton-Schiefer	Flockschiefer	Brauner sandiger Schiefer	Lydit	Hornblende-Sch.	Glimmerschiefer	
Augengneis	Granit	Diorit	Rotliegendes	Muschelkalk	Unt. Gypsschicht	Schiffsandstein	Sarggypsschicht	Lehrberg-Schicht	Rote Mergel	Sande unbek. Alters	Erzgänge (epithermalisch)	Störungslinie	Verwerfung- breccie

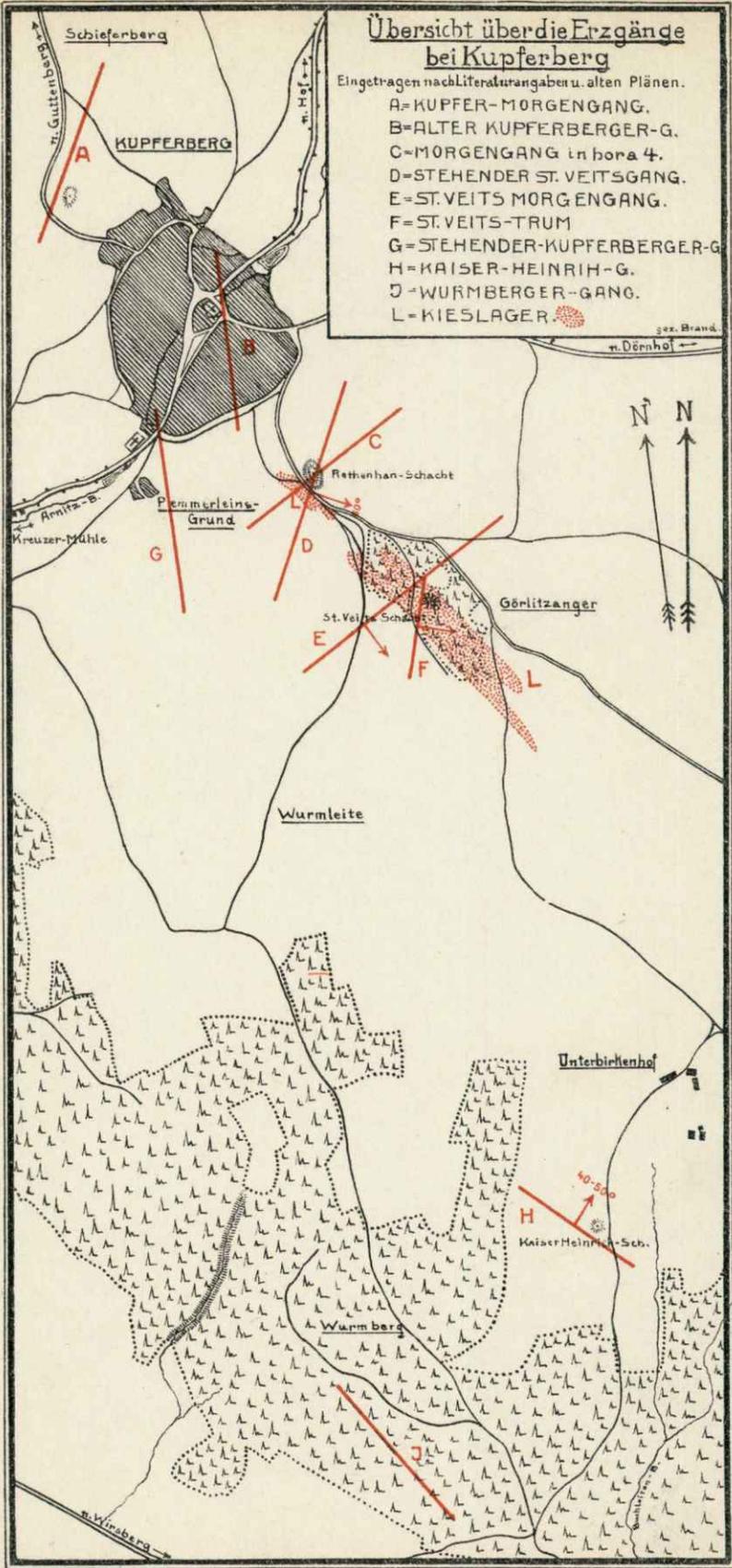
Stollen offen - verfallen Schacht Pinge Streichen u. Fallen Schurfschacht Quelle

Brand

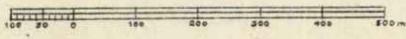
Übersicht über die Erzgänge bei Kupperberg

Eingetragen nach Literaturangaben u. alten Plänen.

- A=KUPFER-MORGENGANG.
- B=ALTER KUPFERBERGER-G.
- C=MORGENGANG in borna 4.
- D=STEHENDER ST. VEITSGANG.
- E=ST. VEITS MORGENGANG.
- F=ST. VEITS-TRUM
- G=STEHENDER-KUPFERBERGER-G.
- H=KAISER-HEINRIH-G.
- J=WURMBERGER-GANG.
- L-KIESLAGER

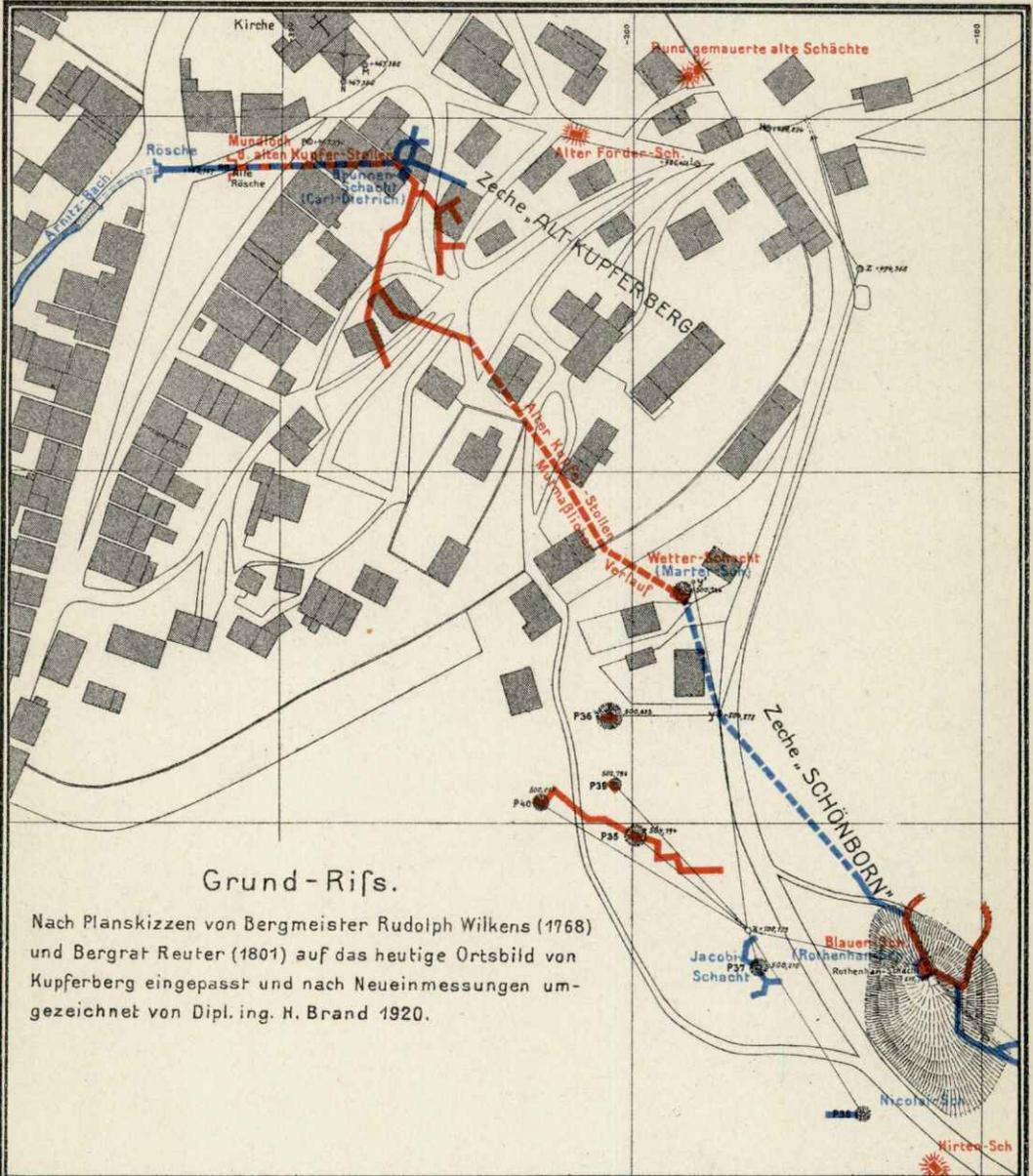


Maßstab.



Grund- u. Saigerrisse der verbrochenen alten Grubenbaue
 „SCHÖNBORN“ u. „ALT-KUPFERBERG“

Brand



Grund-Riss.

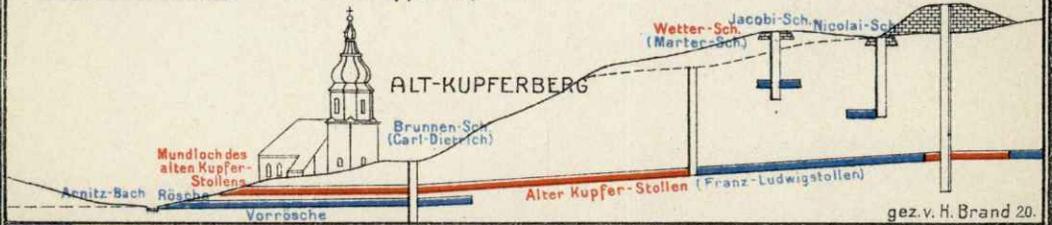
Nach Planskizzen von Bergmeister Rudolph Wilkens (1768) und Bergrat Reuter (1801) auf das heutige Ortsbild von Kupferberg eingepasst und nach Neueinmessungen umgezeichnet von Dipl. Ing. H. Brand 1920.

Saiger-Riss.

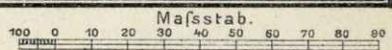
Kirche v. Kupferberg

SCHÖNBORN

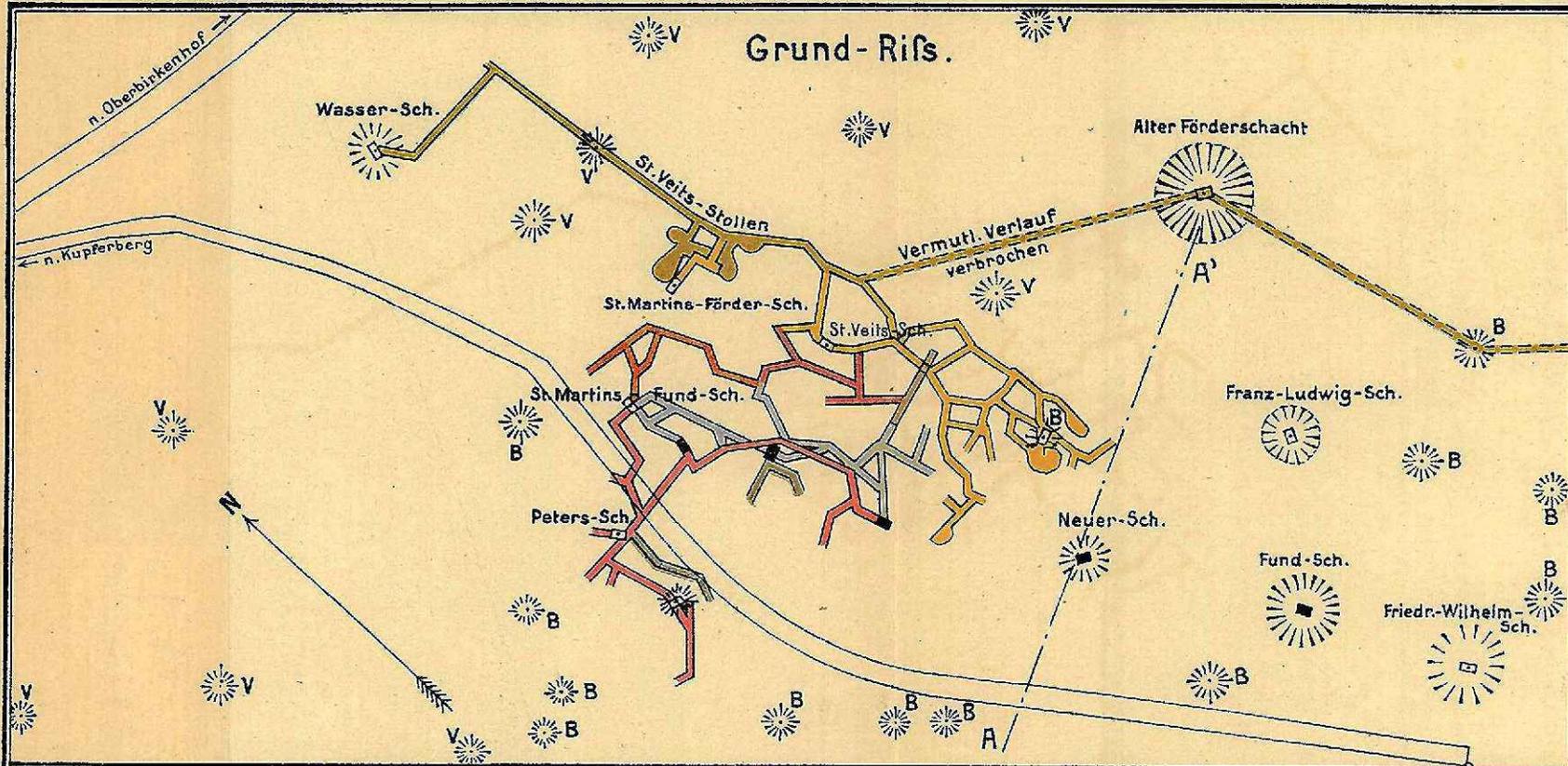
Blauer-Sch. (Rothenhan-Sch.)



— Grubengebäude der ältesten Betriebsperiode (14. Jahrh.)
 dgl. der mittleren Zeit (17. u. 18. Jahrh.)



Grund-Rifs.

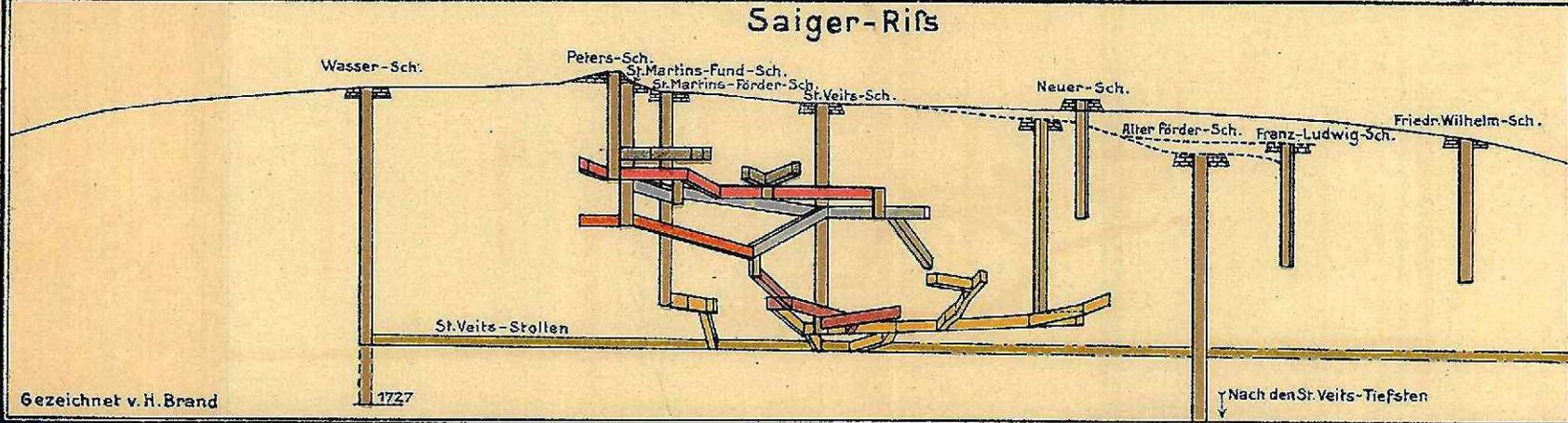


Grund - u. Saigerrisse der alten St. Nikolaus- (Franz-Ludwig)- Grubengebäude.

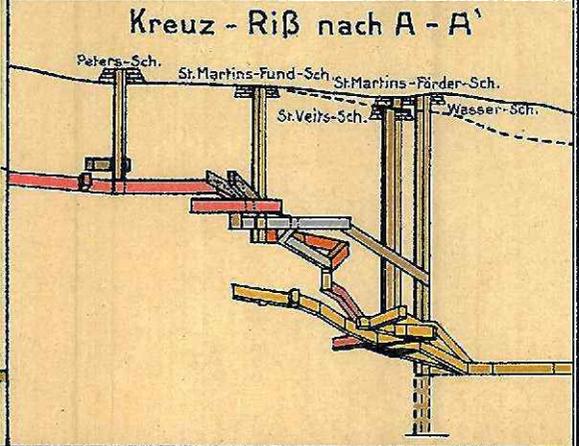
Zusammengestellt nach Planskizzen von Kropf, Herzog u. Reuteraus den Jahren 1719-1801 und umgezeichnet auf Grund neuer Einmessungen bzw. Aufschlüsse von Dipl. Jng. H. Brand, Kupferberg (i. S. 1920.)

- V - Versuchs-Schächte } d. ältest. Betriebs-Periode (14. Jahrh.)
- B - Bau-Schächte }
- Schächte der mittleren Zeit. (17-18. Jahrh.)
- Schächte der ältest. u. mittl. Periode.

Saiger-Rifs



Kreuz - Riß nach A - A'



Geologischer Ost-West-Schnitt durch St. Veits-Blind-Schacht und Alexander-Stollen.

In der Grube aufgenommen v. Dipl. Ing. H. Brand 1919.

- 1.) Dünablättriger Hauptschiefer.
- 2.) Desgl. mit festen Bänken.
- 3.) Graugrüner Tonschiefer (Phykodenschiefer n. Gumpel.).
- 4.) Phyllitähnlicher Grauschiefer (ebenschiefrig).
- 5.) Desgl. gewellt.
- 6.) Zersetzter u. ausgelaugter weißer Schiefer mit Eisenoxyd.
- 7.) Grauer Letten.
- 8.) Schalsteinartige Gangmasse mit kupferhaltigem Schwefelkies, gelegentl. auch Zinkblende u. Galmei.
- 8a.) Grauschwarzer Schiefer mit Erzimprägnationen.
- 9.) Kohlschiefer (Schwartzschiefer n. Gumpel.).
- 10.) Schalstein.
- 11.) Dunkelgrauer Schiefer (Kohlschiefer).
- 12.) Heller Grobschiefer.

Streichenziffern sind die beobachteten Zahlen.

K. = Kluft, Sch. = Schubkluft.

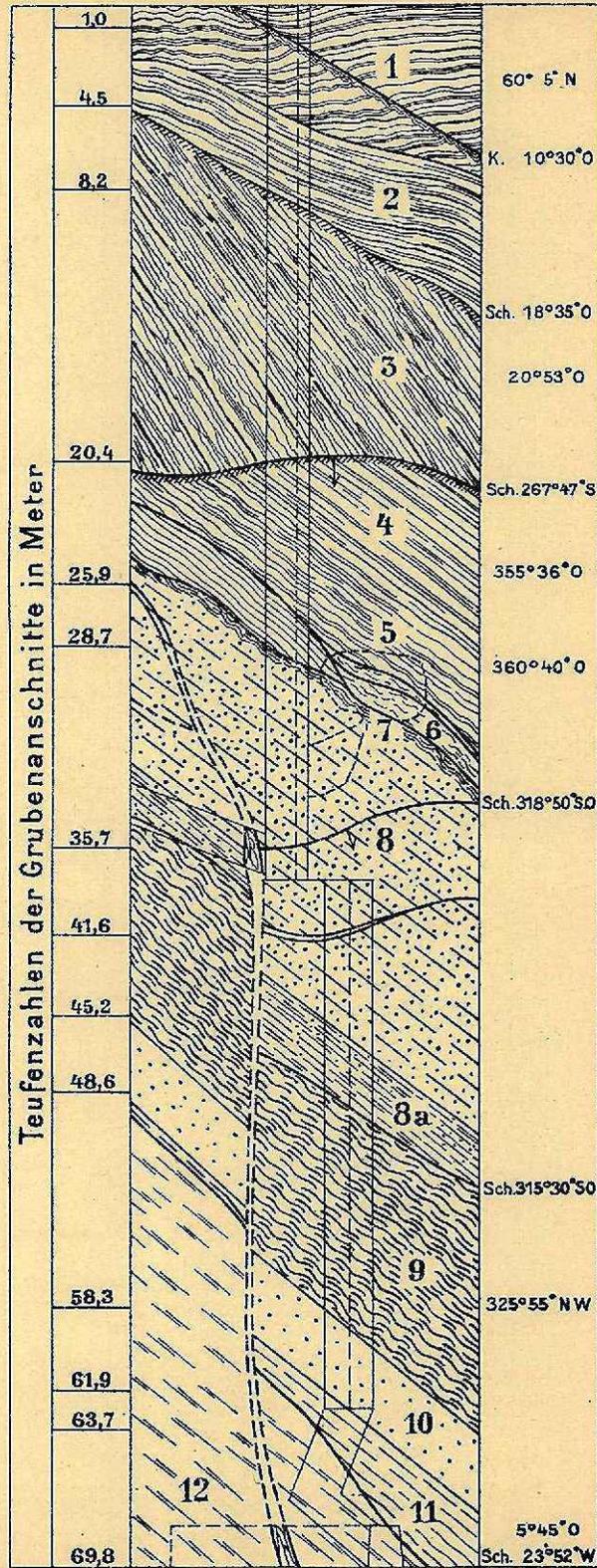
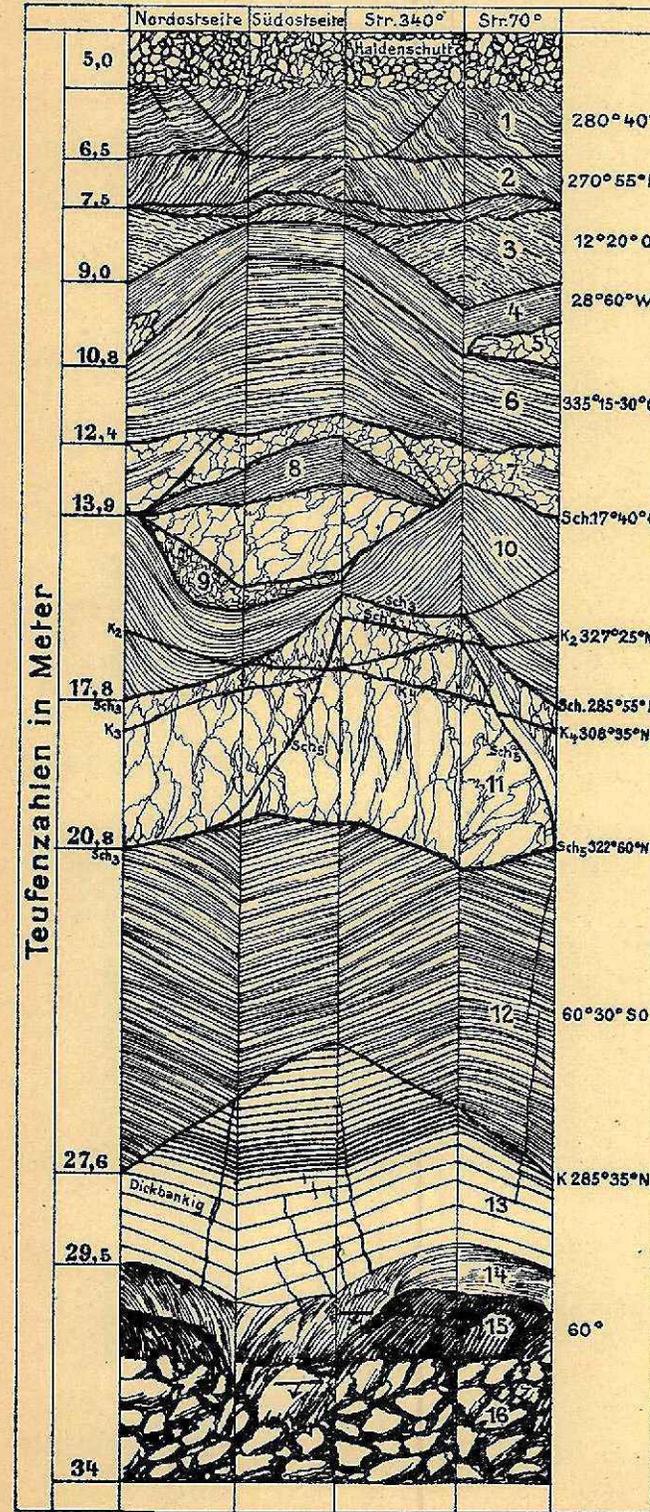


Fig. 1

Aufschluß der Lagerungsverhältnisse im Rothenhanschacht.

Die 4 Schachtwände sind in einer Ebene ausgebreitet.
In der Grube aufgenommen v. Dipl. Ing. H. Brand 1920.



- 1.) Dünablättriger Hauptschiefer.
- 2.) Desgl. mit festen Bänken.
- 3.) Graugrüner Tonschiefer (Phykodenschiefer n. Gumpel.) verquarzt.
- 4.) Dünablättriger lichtgrauer Tonschiefer.
- 5.) Verquarzte Tonschieferbreccie.
- 6.) Grauer glänzender Hauptschiefer (Dickbankig).
- 7.) Diabas.
- 8.) Dünablättriger grauer Hauptschiefer.
- 9.) Breccie von graugrünem Tonschiefer mit Quarz u. Kalkspat.
- 10.) Zerfallener u. zerquetschter, mit Quarz durchsetzter graugrüner Schiefer.
- 11.) Diabas mit erzführenden Kalkspatadern.
- 12.) Grauer sandiger Schiefer mit Porphyroiden.
- 13.) Dickbankiger Serizitschiefer.
- 14.) Dunkelgrauer verquarzter Schiefer.
- 15.) Verquetschter, mit Quarz durchsetzter phyllitähnlicher Grauschiefer. Gelegentliche Erzimprägnationen.
- 16.) Bergeversatz. (Abgebauter Erzgang).

Streichenziffern sind die beobachteten Zahlen.

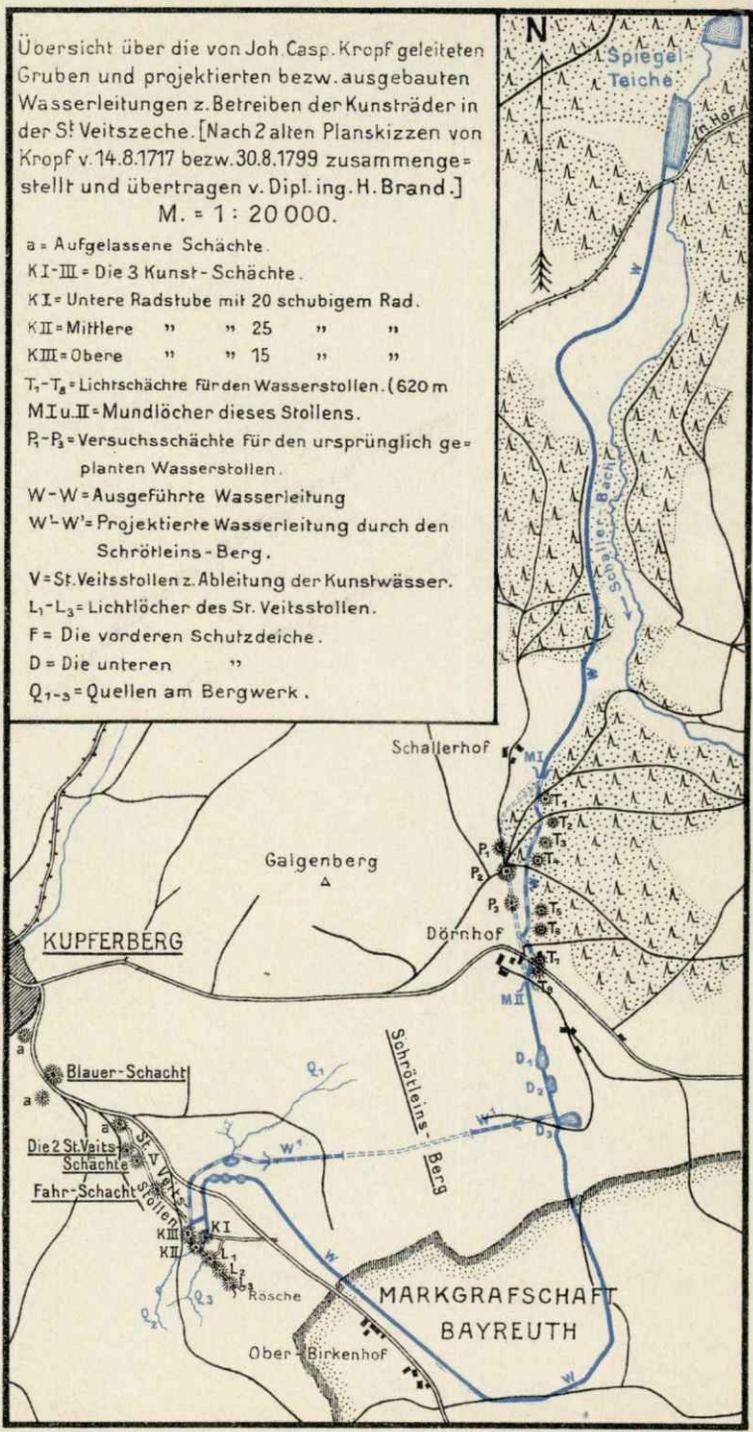
K. = Kluft, Sch. = Schubkluft.

Fig. 2.

Tafel IV.

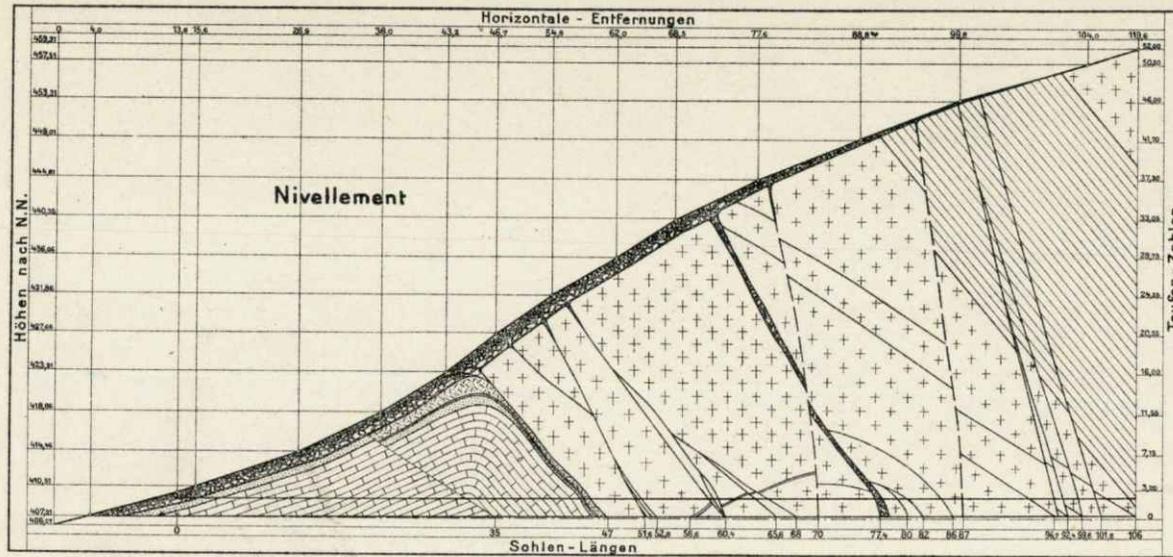
Übersicht über die von Joh. Casp. Kropf geleiteten Gruben und projektierten bzw. ausgebauten Wasserleitungen z. Betrieben der Kunsträder in der St. Veitszeche. [Nach 2 alten Planskizzen von Kropf v. 14.8.1717 bzw. 30.8.1799 zusammengestellt und übertragen v. Dipl. ing. H. Brand.]
M. = 1 : 20 000.

- a = Aufgelassene Schächte.
- KI-III = Die 3 Kunst-Schächte.
- KI = Untere Radstube mit 20 schubigem Rad.
- KII = Mittlere " " 25 " "
- KIII = Obere " " 15 " "
- T₁-T₈ = Lichtschächte für den Wasserstollen. (620 m MI u. II = Mündlöcher dieses Stollens.
- P₁-P₃ = Versuchsschächte für den ursprünglich geplanten Wasserstollen.
- W-W = Ausgeführte Wasserleitung
- W'-W' = Projektierte Wasserleitung durch den Schrätleins-Berg.
- V = St. Veitsstollen z. Ableitung der Kunstwässer.
- L₁-L₃ = Lichtlöcher des St. Veitsstollens.
- F = Die vorderen Schutzdeiche.
- D = Die unteren " "
- Q₁₋₃ = Quellen am Bergwerk.

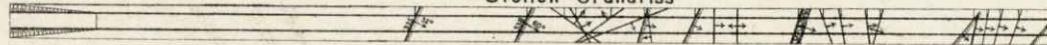


Längs - Schnitt durch den Schorgaststollen .

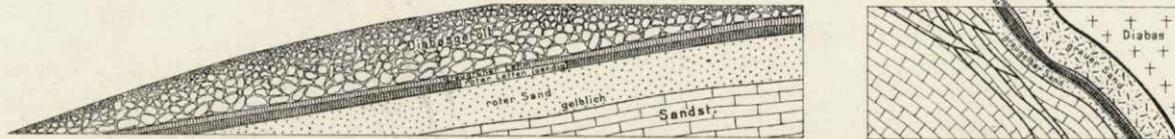
Aufgenommen u. gezeichnet v. Dipl. Ing. H. Brand 1920.



Stollen - Grundriss



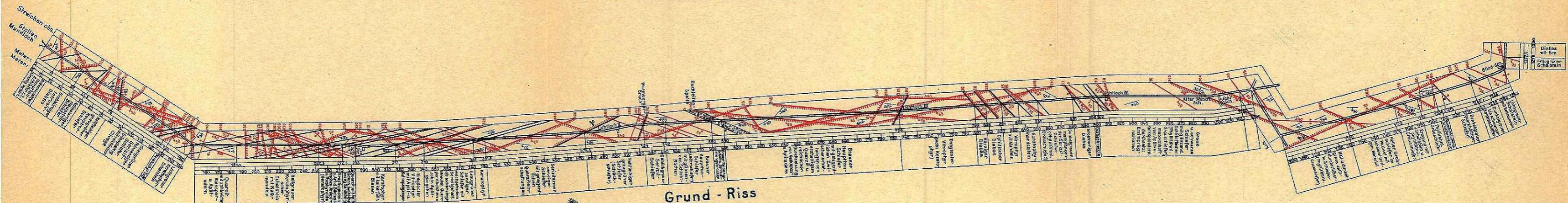
Schnitt - Detail durch Stollen - Eingang und Überschiebung .



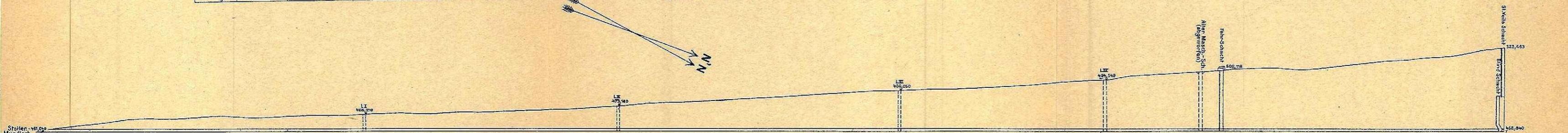
Brand

Grubenbild des Alexander Stollens
 mit eingezeichneten tektonischen Linien u. Gesteinszonen im Grundriss.
 aufgenommen u. gezeichnet von Dipl. Ing. Dr. H. Brand 1919.

Maßstab

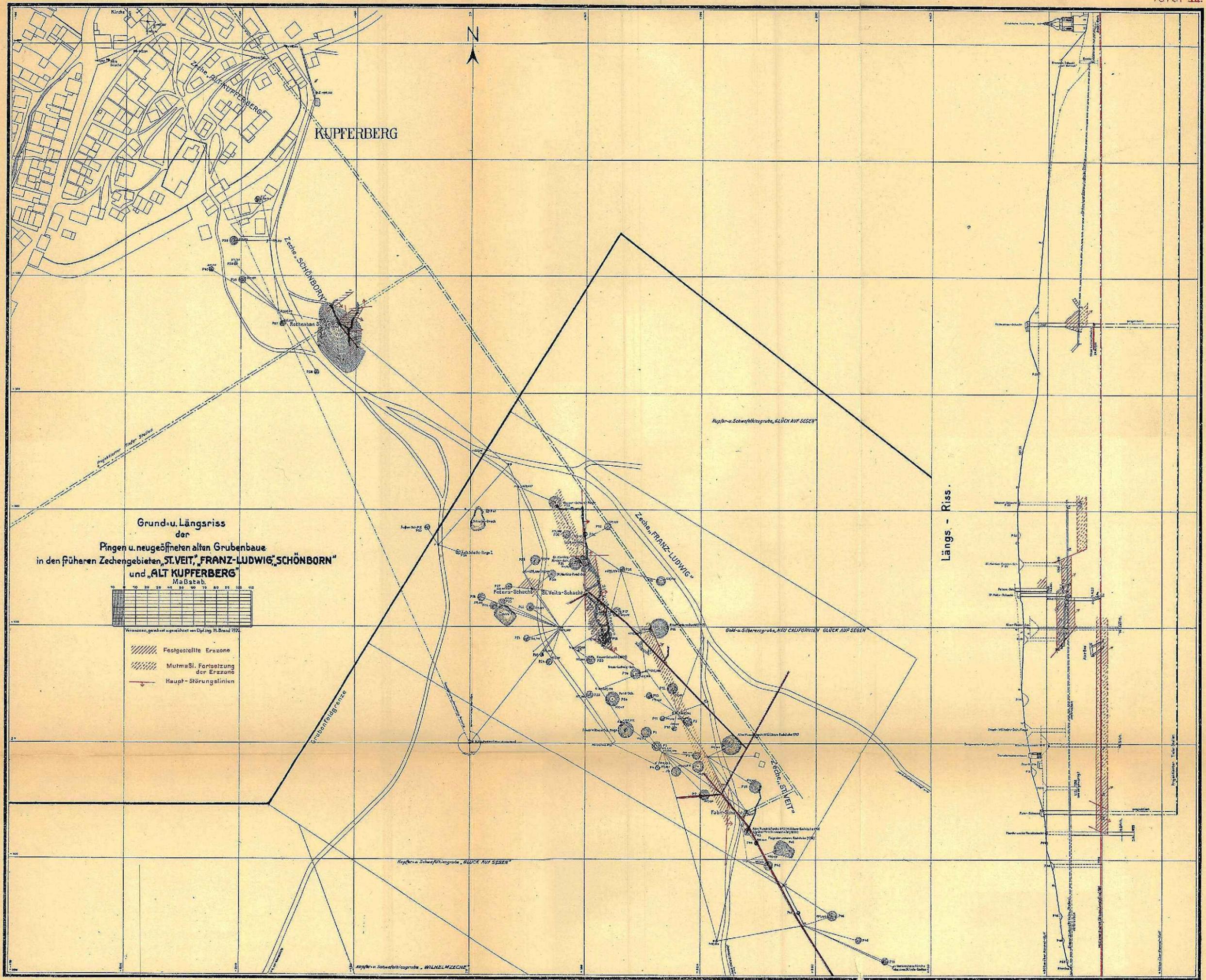


Grund - Riss

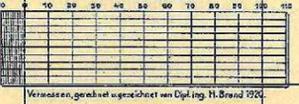


Längs - Riss

- Gesteinsgrenzen
 - Streichen u. Fallen der Schichten
 - Klüfte
 - Schubklüfte mit Schrammen
- Streichen u. Fallen der Störungen
- Angeben des Streichens sind beobachtete (obs.) Zahlen (Deklination 8°22')



Grund- u. Längsriß der Pingen u. neugeöffneten alten Grubenbaue in den früheren Zechengebieten „ST. VEIT“, „FRANZ-LUDWIG“, „SCHÖNBORN“ und „ALT KUPFERBERG“ Maßstab.



- /// Festgestellte Erzzone
- /// Mutmaßl. Fortsetzung der Erzzone
- Haupt-Störungslinien

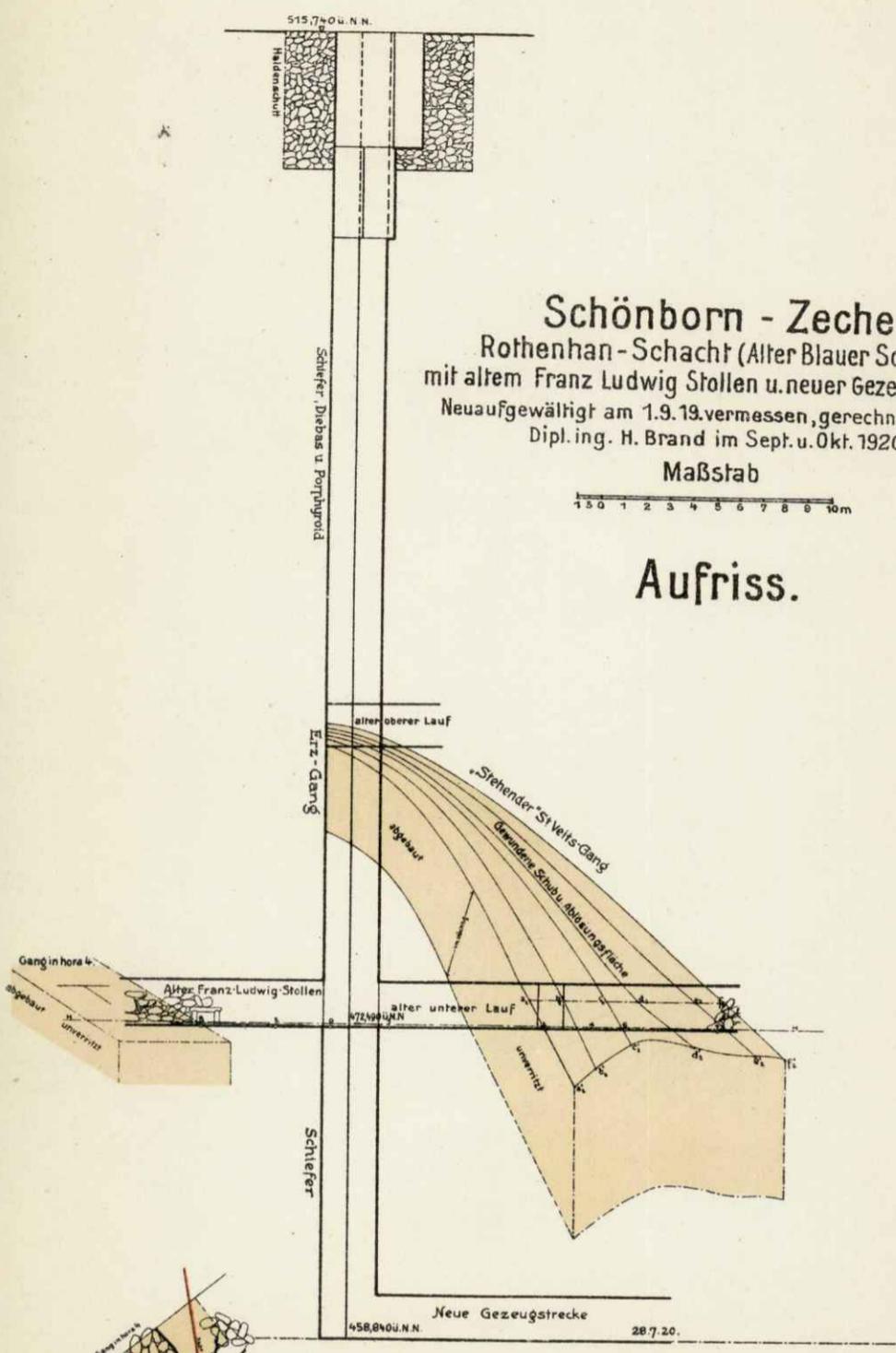
Längs - Riß.

Schönborn - Zeche
 Rothenhan - Schacht (Alter Blauer Schacht)
 mit altem Franz Ludwig Stollen u. neuer Gezeugstrecke
 Neuaufgewältigt am 1.9.19. vermessen, gerechnet u. gez. v.
 Dipl. ing. H. Brand im Sept. u. Okt. 1920.

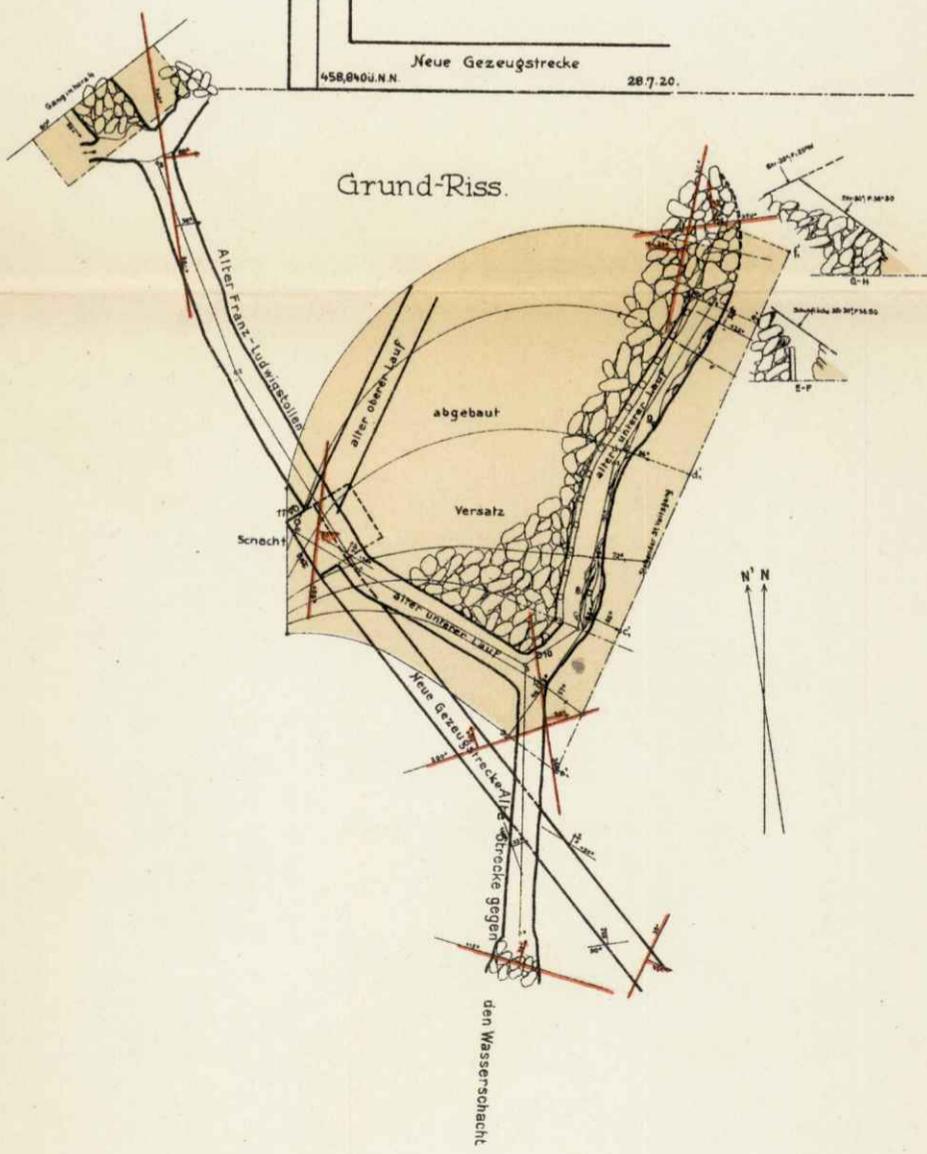
Maßstab



Aufriss.

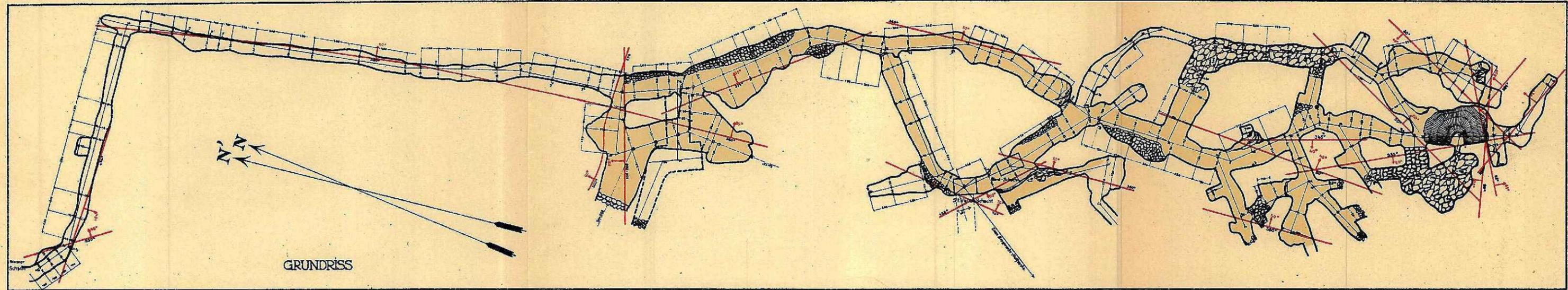


Grund-Riss.



Brand

ZULEGERISS



GRUNDRISS

ALTE FRANZ-LUDWIG-ZECHE.

ST. VEITS-SCHACHT mit anschließenden Gezeug- u. Abbaustrecken.

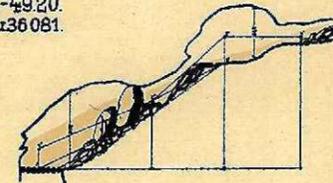
Aufgenommen, gerechnet, gezeichnet v. Dipl. Ing. H. Brand 258-4920.
Aufnahme-Instrumente: Rep. Theodolit Hildebrand N. 16179 u. 36081.

Hängezeug Reis 8716.

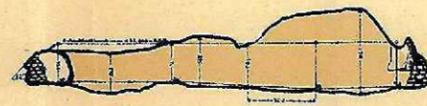
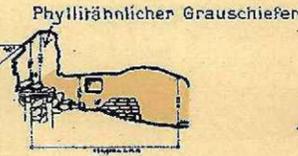
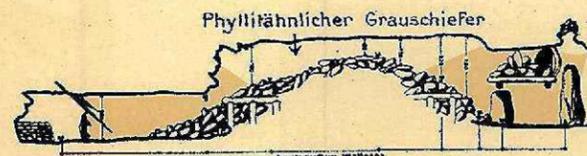
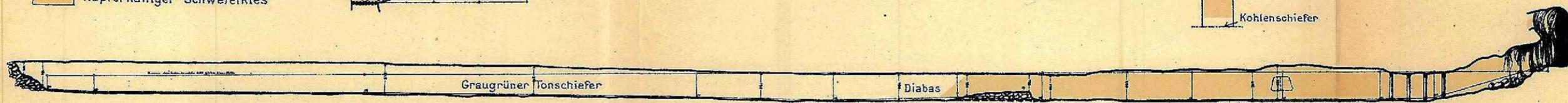
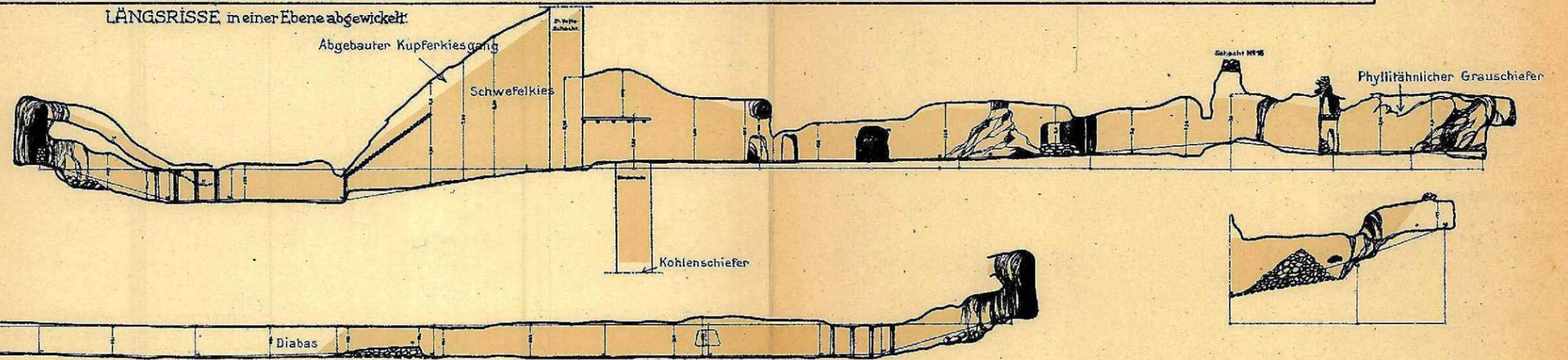
Maßstab



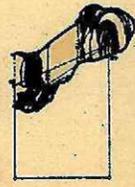
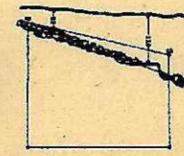
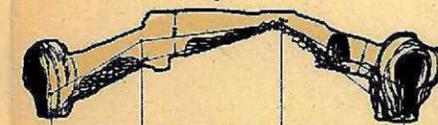
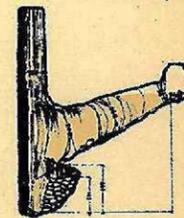
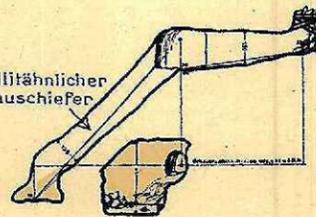
Kupferhaltiger Schwefelkies



LÄNGSRISSE in einer Ebene abgewickelt



Phyllitähnlicher Grauschiefer



Über die neu aufgedeckten Erbindorfer Blei-Zinkerz- gänge und ihre Bedeutung für die Altersstellung der oberpfälzer und oberfränkischen Erzgänge.

Von

A. Wurm.

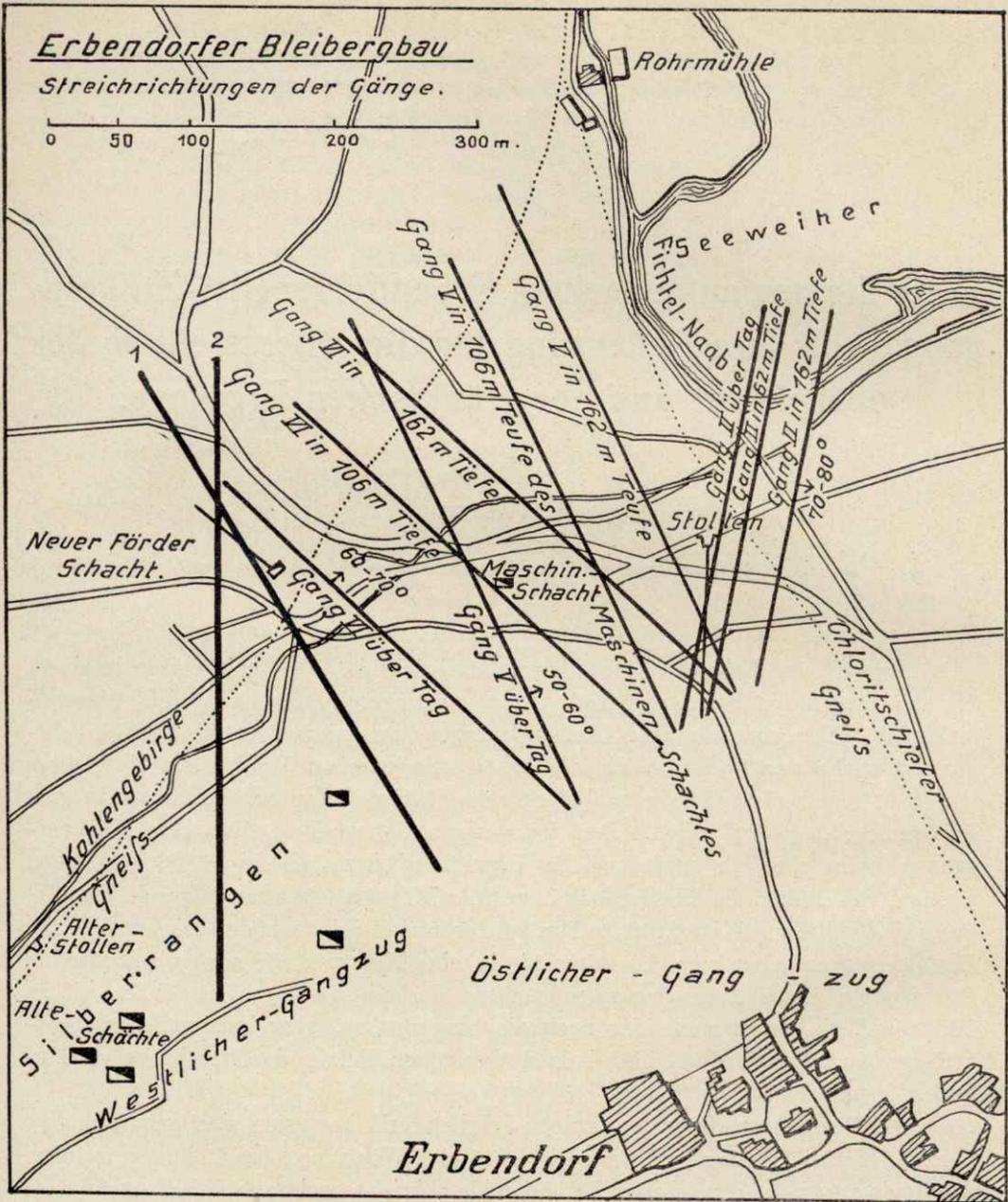
(Mit einem Grubenplan, einer Planskizze der Gänge und vier Gangprofilen.)

Nördlich von Erbindorf am Silberrangen bricht das alte Gneisgebirge in einem Steilrand gegen die buchtartig nach Osten vordringende Karbon- und Rotliegendmulde ab. Hier ging ein alter Bleibergbau um, der mindestens bis ins 14. Jahrhundert zurückreicht. Durch die vielfachen kriegerischen Wirren des Mittelalters wurde er mehrmals auflässig und der dreißigjährige Krieg scheint ihn ganz zum Erliegen gebracht zu haben. Erst im vorigen Jahrhundert, im Jahre 1857, begannen neue ziemlich umfangreiche Versuchsarbeiten, die bis 1866 fortgesetzt wurden. Sie stellten das Vorhandensein von drei Hauptgängen fest (Gang II, Gang V, Gang VI) (vgl. Gangskizze S. 104). Ein großer und wohl auch der reichste Teil der Erzfüllung war schon von den Alten bis in eine Tiefe von 100 m abgebaut worden. Die neueren Aufschließungsarbeiten suchten deshalb noch größere Tiefen bis zu 160 m auf, sie trafen auch hier noch die Erzgänge an, aber in ziemlich unregelmäßiger Ausbildung, die leider keinen dauernden Erfolg des Bergbaues gewährleisten konnte.

Die Versuchsarbeiten des vorigen Jahrhunderts bewegten sich ganz auf dem sogen. östlichen Gangzug (vgl. Gangskizze S. 104). Wenn man den Steilhang, mit dem der Gneis gegen die Erbindorfer Karbonmulde abbricht, weiter nach SW. verfolgt, so stößt man im Walde auf alte Pingen. Hier zieht der westliche Gangzug durch, auf dem ebenfalls ein ziemlich bedeutender Bergbau umgegangen sein muß. Leider fehlen darüber jegliche Nachrichten. Die erwähnten neueren Versuchsarbeiten sind bis hierher nicht vorgedrungen.

Der alte Erbindorfer Bleibergbau blieb anscheinend¹⁾ ganz auf den Gneis beschränkt. Erzmittel waren silberhaltiger Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies, auch Fahlerze, Gangart Quarz, Schwerspat, Kalkspat und Braunspat. Die im vorigen Jahrhundert geschaffenen Aufschlüsse haben einen guten Einblick in die Lagerstätte gegeben und sind von GÜMBEL eingehend beschrieben worden (Ostbayerisches Grenzgebirge S. 651).

¹⁾ Vgl. S. 111.



An den Gneisrand am Silberrangen legen sich wenig mächtige Schichten der oberen Kohlenformation an, hauptsächlich Konglomerate, Arkosesandsteine und sandige Letten. Sie fallen ebenso wie die Gneisgrenze steil mit 50—60° nach NW. ein, ihre Lagerung scheint sich aber gegen die Mitte der Mulde zu verflachen. In durchschnittlich 20 m senkrechter Entfernung über der Gneisunterlage führen sie ein Kohlenflöz.¹⁾

Gelegentlich der Erschließung dieses Erbdendorfer Kohlenflözes in der Steinkohlengrube Hanns durch einen tonnlägigen²⁾ Schacht und die von diesem nach SW.

¹⁾ Über die genauere Lagerung vgl. unten S. 113 die OSSWALD'sche Arbeit.

²⁾ Das heißt im Einfallen der Lagerstätte niedergebracht.

vorgetriebenen Strecken sind neue Erzvorkommen im Kohlengebirge angefahren worden. Die örtliche Untersuchung ließ keinen Zweifel, daß es sich um richtige Gänge vom Charakter der Erbdorfer Blei-Zinkerzgänge handelt. Daraus ergibt sich die theoretisch und praktisch gleich bedeutsame Feststellung, daß die Erbdorfer Gänge räumlich nicht auf den Gneis beschränkt sind, sondern darüber hinaus nach NW. ins Steinkohlengebirge weiterstreichen.

Die erste Beobachtung von Erzen in der Steinkohlengrube Hanns ist von Bergwerksdirektor ZOBEL gemacht worden. Das Erz fand sich wenige Meter unter Tag im Hangenden des Kohlenflözes im sogen. Seigerschacht. Diese Beobachtung ist seinerzeit im Herbst 1919 gelegentlich einer Befahrung der Kohlengrube von dem damaligen Direktor ZOBEL dem Verfasser mitgeteilt worden. Leider konnte aber damals das Vorkommen nicht mehr an Ort und Stelle untersucht werden, noch konnten Proben der Erze vorgezeigt werden.

Die bisherigen Feststellungen haben ergeben, daß der größte Teil der Gangvorkommen zwei wohl ziemlich steilstehenden Gängen (G_1 und G_2 des Grubenplanes s. Taf. XI) angehört, von denen der eine N. 40 W., der andere etwa N.—S. streicht. Das Vorkommen auf der 40 m Sohle in einer südöstlich abzweigenden Versuchsstrecke gehört einem dritten Gang an, der anscheinend N.—S. streicht und westliches Einfallen hat, aber an dieser Stelle außer Schwefelkies keine Erzeinsprengungen zeigt. Wohl derselbe Gang (schwach hältig) ist auf der 80 m Sohle in einem Querschlag angefahren worden. Da die Aufschlüsse noch zu gering sind, läßt sich über diesen Gang kein Urteil abgeben. Neuerdings sind auch auf der 40 m und 80 m Sohle zwischen Gang 1 und 2 (siehe Grubenplan) und am südwestlichen Ort in der 120 m Sohle 4 m vom Förderschacht (auf dem Grubenplan noch nicht eingetragen) Gangvorkommen beobachtet worden.

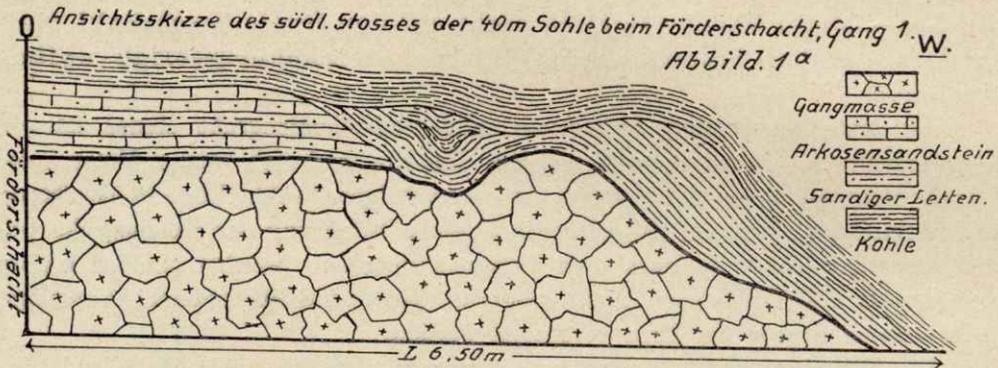
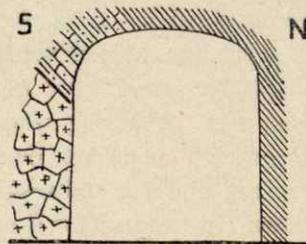
Es soll hier von Gang 1 und 2 eine kurze Beschreibung der jetzigen Aufschlüsse in den einzelnen Sohlen gegeben werden.

Gang 1.

1. 20 m Sohle. Im Liegenden des Kohlenflözes kommt im Streckenstoß eine quarzige Gangart mit Nestern von derbem Schwefelkies zu Tage.

2. 40 m Sohle. An der Einmündung in den Förderschacht steht eine mächtige zu Brekzie zerdrückte quarzige Gangmasse an, die reichlich mit Schwefelkies durchsetzt ist und auch einzelne Schnüre und Nester von Bleiglanz führt. Sie läßt sich in die 40 m Strecke hinein verfolgen (vgl. Abb. 1 a) und taucht dann in der Streckensohle unter. Sie zieht sich im Liegenden der Kohle als schmaler etwa $\frac{1}{2}$ m mächtiger Streifen am Weststoß des Förderschachtes ein paar Meter aufwärts und ist auch am jenseitigen Stoß des Förderschachtes zu beobachten. In der Strecke läßt sich deutlich feststellen, daß der Gang auf das Liegende der Kohle beschränkt ist. Die Gangmasse wird, wie die Ansicht im Streichen der Kohle (vgl. Abb. 1 a) zeigt, durch verschiedene Schichten des darüberliegenden Gebirges glatt abgeschnitten. Noch deutlicher zeigt das Abstoßen ein Querprofil durch die Strecke (vgl. Abb. 1 b). Bei Annahme von NNW.-Streichen käme der Gangmasse eine Mächtigkeit von mindestens 8,50 m zu; ob dies die wahre Mächtigkeit ist oder ob tektonische Zerreibungen eine größere Mächtigkeit vortäuschen, läßt sich schwer entscheiden. Man könnte hier zunächst den Eindruck gewinnen, daß der Gang der Kohle entlang streicht. Im Hangenden der Kohle fehlt jede Fortsetzung.

3. Im Förderschacht zwischen 80 und 40 m Sohle. Der Gang scheint von der darüberliegenden Kohle abgeschnitten. An einzelnen Stellen zeigt er gute Erz-anbrüche.

Abbild. 1^b

Querprofil durch die 40m Strecke
in der Nähe des Förder-schachtes,
Gang 1.

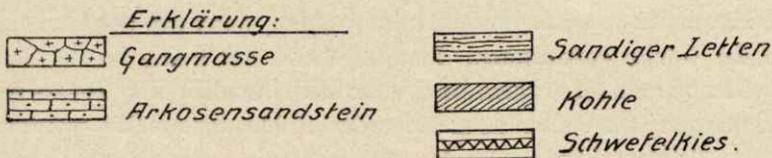
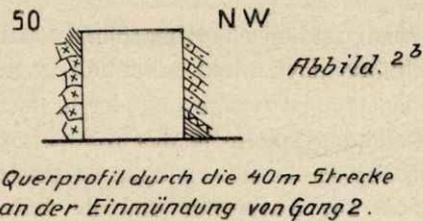
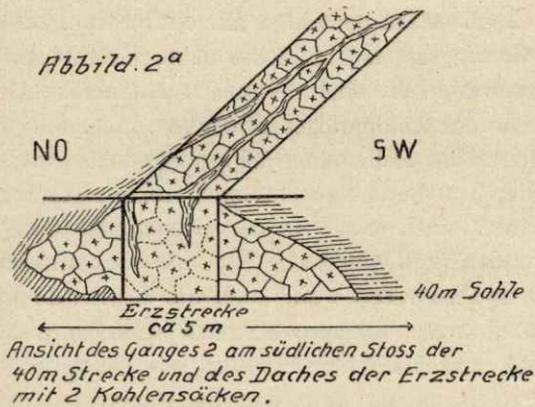
4. In der 80 m-Sohle östlich vom Förderschacht im Liegenden des Kohlenflözes, das hier zu einer 13 m mächtigen Linse anschwillt. Der Gang ist nach SO. hin eine kurze Strecke im Streichen aufgeschlossen. Er stößt hier nach Westen an einer senkrecht stehenden Harnischfläche an Kohle ab. Im Dach der Strecke konnte man Derberzpartien, hauptsächlich Bleiglanz auf eine Länge von etwa 7 m von einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 30 cm beobachten. Der Gang ist stark gestört, von vielen Harnischen durchschnitten, die quarzige Gangart ist zu einer Brekzie zerdrückt und führt Nebengesteinsbruchstücke. Mehr nach Südosten hin treten auch mit quarziger Gangart und Schwefelkies durchsetzte Konglomerate auf. Hier scheint eine scharfe Salbandbegrenzung des sehr mächtigen Ganges zu fehlen.

5. 100 m Sohle. Der Gang weist im Liegenden der Kohle, die hier sehr steil einfällt, reiche Derberzpartien auf (insgesamt wohl 50 cm Erz).

Gang 2.

1. In einem Überhau zwischen 40 m und 20 m Sohle wenige Meter unter der 20 m Sohle. Das Streichen des Ganges ist N.—S., er liegt in der Kohle, ob er durch sie hindurch ins Hangende streicht, ist nicht zu entscheiden. Derselbe Gang kam auch ganz in der Nähe in der 20 m Sohle zum Vorschein. Die Gangmasse führt einige Erznerster.

2. In der 40 m Sohle im Liegenden der Kohle. Der mindestens 3—4 m mächtige Quarzgang streicht N. 10 O. obs. Die Gangmasse ist stark zerdrückt und reichlich von Putzen und Nestern und 3—4 cm dicken Schnüren von Bleiglanz durchzogen (im ganzen wohl 40 cm). Auch etwas Zinkblende und Kupferkies brechen ein. Vor Ort ist in die Gangmasse ein bis 2 m langer Keil sandiger Letten eingeklemmt. Vom Hauptkohlenflöz zweigen sich zwei Kohlensäcke ab und lassen sich in der Gangmasse am Dach der Erzstrecke horizontal 5—6 m im Liegenden verfolgen (vgl. Abb. 2a). Die Gangmasse enthält auch sonst große Nebengesteinsbruchstücke. In der Hauptsache mag diese Unregelmäßigkeit der Gangfüllung wohl primärer Natur sein, wenn tektonische Vorgänge auch das Bild unzweifelhaft kompliziert haben.



Besonderes Interesse verdient, daß gerade gegenüber der Erzstrecke, im sicheren Hangenden in einem lettig verwitterten Arkosensandstein eine Quarzdurchtrümerung mit Schwefelkies sich feststellen läßt. Vielleicht handelt es sich um eine zersplitterte Fortsetzung des Erzganges im Hangenden. Zwischen Kohle und hangenden Sandstein schiebt sich hier ein 3—4 cm breites, zum Teil unterbrochenes Band von Schwefelkies ein (vgl. Abb. 2 b).

3. 80 m Sohle im Liegenden des hier abschwellenden Kohlenbauches. Der Gang zeigt an einzelnen Stellen Erznestern. Im Hangenden der Kohle fehlt die Fortsetzung des Ganges.

4. In der 100 m und 90 m Sohle. Der Gang ist tektonisch stark zerrissen und verworfen und unregelmäßig von Kohlensäcken durchzogen, so daß das Lagerstättenbild recht kompliziert erscheint. An einzelnen Stellen wurden Erzbänder von 30—60 cm Breite angetroffen. Durch einen Überhau gelangt man in die 90 m Sohle. Hier hebt sich aus der Sohle ein Gangstumpf heraus, der von Kohle überlagert wird. Auf der 90 m Sohle geht die lettige Quarzgangmasse in sandige Letten über, die von schmalen Zinkblendegängen und kleinen Bleiglanznestern durchädert werden.

5. 120 m Sohle. Hier müßten Gang 1 und 2 zur Kreuzung kommen. Es ist bereits eine ziemlich mächtige erzhaltige Gangmasse im Liegenden der Kohle an-

gefahren worden, weitere Feststellungen können erst bei den fortschreitenden Aufschlußarbeiten gemacht werden.

Es ist eine eigenartige Erscheinung, daß, nach den bisherigen Aufschlüssen wenigstens, die Gänge, vielleicht mit einer oder zwei Ausnahmen, nur im Liegenden des Kohlenflözes festgestellt werden konnten. Man beobachtet Gangstümpfe, die an der Kohle abstoßen, manchmal in sie hineinreichen, im Hangenden aber keine Fortsetzung finden. Für eine Erklärung dieser Erscheinung kommen drei Möglichkeiten in Frage. Entweder endigen die Gänge am Kohlenflöz und fehlen überhaupt im Hangenden. Oder die Gänge stoßen am Kohlenflöz ab und setzen an anderer Stelle im Hangenden weiter. Es würde sich in diesem Fall um eine sogen. primäre Gangablenkung handeln. Oder endlich das Absetzen der Gänge an oder im Kohlenflöz ist auf tektonische Ursachen zurückzuführen. Es lag zunächst nahe, als die Aufschlüsse noch nicht sehr weit gediehen waren, an eine sekundäre tektonische Abscherung der Gänge an oder in der Ebene des Kohlenflözes zu denken. In gewisser Beziehung spielte ja das Kohlenflöz sicher die Rolle einer Ablösungs- oder Gleitfläche; solche Bewegungen kamen in der von Letten durchsetzten Kohle besonders leicht zur Auslösung und sie haben im kleinen auch an der Grenze der Gangstümpfe gegen die Kohle sicher stattgefunden (vgl. Abb. 1a). Auch die kleinstückige und mulmige Beschaffenheit der Kohle und zum Teil wohl auch die Kohlenbäuche und Zerdrückungen sind darauf zurückzuführen. Größeres Ausmaß scheinen diese Bewegungen aber nicht erreicht zu haben und das Fehlen der Gänge im Hangenden läßt sich durch sie nicht erklären. Denn in letzter Zeit sind im Hangenden der Kohle eine ganze Reihe neuer Strecken aufgefahen worden, ohne daß es gelungen wäre, Fortsetzungen der Gänge aufzufinden. Im Hangenden der Kohle ist das Erz bisher nur an zwei Stellen beobachtet worden. Nach einer Mitteilung Direktor ZOBELS ist es im Seigerschacht der jetzigen Grube 10 m über der Kohle angetroffen worden. Und GÜMBEL erwähnt Bleiglanzschnüre im Hauptschacht des alten Steinkohlenbergwerks (südwestlich des Förderschachtes) 60 m über der Kohle. Ob es sich bei Gang 2 auf der 40 m Sohle wirklich um eine Fortsetzung des Ganges ins Hangende handelt, mag dahingestellt bleiben. Schmale Quarztrümer, die kein Erz führen, können allerdings auch im Hangenden der Kohle manchmal beobachtet werden. Aber im großen und ganzen muß man doch wohl annehmen, daß die Erzgänge an oder im Kohlenflöz in der Hauptsache ihre Endigung finden. Das Kohlenflöz und vielleicht auch die darüber liegenden sandigen Letten scheinen ein weiteres Aufreißen der großen Gangspalten ins Hangende verhindert und damit auch dem Vordringen der Erzlösungen Halt geboten zu haben. Auffallend ist die starke Zersplitterung der Gänge im Liegenden der Kohle. Sie zeigen meist nicht den Charakter einfacher Gänge mit scharf begrenzten Salbändern; quarzige Gangart mit Erzfüllung wechselt manchmal unregelmäßig mit Brekzien, die sich aus Quarz und Sandsteinbruchstücken zusammensetzen und diese gehen schließlich in mit etwas Quarz durchtrümmerte Sandsteine über. Diese Gangzonen erreichen oft große Mächtigkeit (Gang 2 40 m Sohle und 120 m Sohle), meistens ist es deshalb überhaupt schwierig, die eigentliche Gangmächtigkeit anzugeben. Gerade die neueren Aufschlüsse in der 120 m Sohle zeigen den Charakter breiter Störungszonen, die sehr an die zusammengesetzten Gänge im Sinne v. COTTAS erinnern.

Eine nicht minder auffallende Erscheinung ist es, daß sich an vielen Stellen vom Kohlenflöz langgezogene Kohlensäcke abzweigen und sich ins Liegende, in

die Gangspalten hereinziehen (horizontal bis 6 m) (Gang 2 40 m Sohle vgl. Abb. 2a; Gang 2 100 m Sohle; Gang 3 80 m Sohle). Obwohl die Gänge von nachträglichen Störungen betroffen wurden, hat die Vorstellung, daß diese Kohlensäcke durch tektonische Vorgänge vom Hauptflöz abgerissen und in die Gangmasse eingeklemmt wurden, wenig Wahrscheinlichkeit. Es macht vielmehr den Eindruck, als ob diese Kohlenmassen gleich beim Aufreißen der Spalten vom Hauptflöz sich lösten, in die zum Teil klaffenden Spalten abstürzten und diese ausfüllten.

Es scheint auch, als ob für die Erzführung das Kohlenflöz nicht ohne Einfluß gewesen sei. Die Beobachtungen beschränken sich zwar auf noch sehr kurze Erzstrecken, immerhin kann man sagen, daß die reichsten Derberzanbrüche unmittelbar im Liegenden der Kohle oder in der Nachbarschaft der Kohlensäcke angefahren wurden. Die Kohle hatte auf die emporsteigenden Erzlösungen, die sich hier stauten, wohl eine besonders starke ausfällende Wirkung.

Die Erzführung der Gänge besteht aus Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies. Auf beiden Gängen ist Bleiglanz in der Masse weit überwiegend und macht schätzungsweise etwa $\frac{4}{5}$ des ganzen Erzinhalt aus. Er tritt meist in ziemlich großblättriger Struktur auf und bildet in der Gangmasse Nester, oft auch zusammenhängende Gangtrümmer, die sich im Streichen auf mehrere Meter verfolgen lassen. Drusige Ausbildungen scheinen zu fehlen. Von besonderer Bedeutung ist der Silbergehalt, der bei Gang 1 in der 80 m-Sohle nach zwei Analysen zu 650 und 397 g in der Tonne festgestellt wurde. Auf Siegerländer Gängen schwanken die Silbergehalte zwischen 300 und 800 g pro Tonne verhüttungsfähiges Erz. Der Silbergehalt des Erbdorfer Bleiglanzes ist, wenn sich auch die Analysenresultate nur auf Einzelproben, nicht auf größere Massen verhüttungsfähigen Erzes beziehen und noch nicht als Durchschnittswerte angesehen werden können, doch recht günstig.

Die Zinkblende findet sich meist in Einsprengungen im Bleiglanz oder Quarz, seltener bildet sie größere selbständige Gangtrümmer. Sie ist von großblättriger Struktur und dunkelbrauner Farbe, was auf einen Eisengehalt schließen läßt. Gegenüber dem Bleiglanz tritt sie auf den beiden Gängen entschieden zurück, ihr Anteil beträgt nicht mehr als etwa $\frac{1}{5}$ des gesamten Erzinhalt.

Als dritter wesentlicher Gemengteil ist schließlich noch der Kupferkies zu nennen. Sein Anteil an der Erzfüllung ist nur gering, er beträgt wohl nicht mehr als 5%. Er tritt meist nur in Einsprengungen und Nestern mit Bleiglanz und Zinkblende verwachsen auf.

Nicht selten bricht auch Pyrit ein; er ist nicht nur auf die Gangmasse beschränkt, sondern findet sich häufig auch im Hangenden der Kohle im Arkose-sandstein (vgl. Abb. 2b).

Gangart ist auf allen drei Gängen Quarz, der häufig Bruchstücke des Nebengesteins des Arkosesandsteins umschließt.

Die neuen Gänge stimmen also in Bezug auf die Art der Erzführung mit den alten Erbdorfer Gängen im Gneis überein. Von diesen unterscheiden sich aber die Gänge im Kohlengebirge nach den bisherigen Aufschlüssen wenigstens vorteilhaft durch reichhaltigere Erzschüttung. Die Gangart scheint auf den neuen Gängen ausschließlich Quarz zu sein, während auf den Gängen im Gneis auch Kalkspat, Braunspat und Schwespat einbrachen.

Was die Altersfolge der Gangmineralien anbelangt, so bildet Quarz die erste Ausscheidung, während die Sulfide wahrscheinlich einer zeitlich späteren Generation angehören. Häufig kann man beobachten, wie die Sulfide, namentlich Bleiglanz,

gangartig in den Quarz eindringen oder vereinzelte Verdrängungsreste von Quarz umschließen. Schwerspat ist meines Wissens auf den neuen Gängen noch nicht zur Beobachtung gelangt, vom alten Bleibergbau liegt ein Stück in der Sammlung des Oberbergamts, das Pseudomorphosen von Schwerspat nach Quarz zeigt. Demnach scheint der Schwerspat älter als der Quarz zu sein, wenn anders die Verkiezelung nicht einer jüngeren Quarzgeneration zuzuschreiben ist.

Was die Paragenesis der Sulfide betrifft, so dürften sie wohl ziemlich gleichzeitig zur Ausscheidung gekommen sein. Wenn trotzdem das Verwachsungsverhältnis der einzelnen Erze eine gewisse Ausscheidungsfolge erkennen läßt, so dürfte es sich hier in der Hauptsache um Verdrängungserscheinungen handeln, die von chemisch-physikalischen Bedingungen abhängig sind. Besonders häufig läßt sich feststellen, daß Bleiglanz Zinkblende und Kupferkies verdrängt hat.

Über die Teufenverhältnisse liegen bis jetzt nur sehr wenig Beobachtungen vor. Anhaltspunkte für eine Oxydationszone sind bis jetzt nicht bekannt geworden. Allerdings sind auch die Gänge noch nicht bis zu ihrem Ausstreichen über Tage verfolgt. Von dem alten Bleibergbau liegen Stufen von Weißbleierz in der Sammlung des Oberbergamts. Auch über die Ausbildung einer Zementationszone lassen sich noch keine sicheren Angaben machen. Über die Entwicklung der Gänge in größerer Tiefe müssen erst neue Aufschlüsse abgewartet werden. Allgemein kann man aber sagen, daß das Niveau der heutigen Talsohle und der heutige Grundwasserspiegel für die Erzführung nicht die Bedeutung haben, die ihnen früher beigemessen worden ist.¹⁾ Auf den rheinischen Bleierzgängen sind bis in große Tiefen (Grube Stahlberg 600 m, Holzappel 700 m) bauwürdige Erzmittel in großer Beständigkeit nachgewiesen worden.

Die Erzgänge sind fast überall, wo sie bisher angefahren worden sind, von nachträglichen Störungen betroffen worden. Das Erz ist von zahlreichen spiegelglatten Harnischflächen durchzogen, die häufig den Salbändern des Ganges parallel laufen; die Gangart ist manchmal zu einer förmlichen Brekzie zerdrückt (Quarzbrekzie an der Einmündung der 40 m Sohle in den Förderschacht). Ähnliche jüngere Bewegungen haben z. B. den Spateisenstein der Grube Büffelstollen im Lobensteinischen zu einem kleinstückigen Grus zermalmt. Alle diese Störungen scheinen sich in der Hauptsache auf der Gangspalte vollzogen zu haben. Eine Absätzigkeit der Gänge, die dem alten Bergbau so große Schwierigkeiten bereitete, konnte bis jetzt nicht festgestellt werden. Was das Alter dieser Bewegungen anbelangt, so sind sie unzweifelhaft dem Tertiär zuzurechnen.

Die Karbonablagerung von Erbdorf gehört nach ihren pflanzlichen Einschlüssen den höchsten Schichten des Kohlengebirges an, wohl den oberen Ottweiler Schichten, welche dem Rotliegenden unmittelbar zur Unterlage dienen. Den Erbdorfer Erzgängen muß demnach bereits ein postkarbones Alter zukommen. Für eine genauere zeitliche Fixierung fehlen sichere Anhaltspunkte. Es ist nicht unmöglich, daß ein Zusammenhang mit den eruptiven Ergüssen des mittleren Rotliegenden vorhanden ist.

Die örtliche Lage (vgl. Gangskizze) und die Beschaffenheit der Erze lassen keinen Zweifel, daß man die neuerschlossenen Gänge als die Fortsetzung der Gänge des westlichen Erbdorfer Gangreviers aufzufassen hat. Diese Gänge sind in ihrer

¹⁾ Vgl. W. BORNHARDT, Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Archiv f. Lagerstättenforschung 1912, Teil II, S. 110 und 112.

südöstlichen Erstreckung im Gneis, wie die Pinggen im Walde am Silberrangen be- weisen, schon von den Alten abgebaut worden. Über diesen alten Bergbau, über Zahl und Streichen der Gänge liegen, wie erwähnt, keinerlei Nachrichten vor.

Die Gänge des östlichen Gangzuges am Silberrangen sind im Gebiet des Gneises von den Alten in den oberen Teufen fast restlos abgebaut worden. Die Versuchsarbeiten des vorigen Jahrhunderts haben das für den östlichen Gangzug sicher erwiesen. Die Fortsetzung der Gänge des westlichen Gangzuges im Steinkohlengebirge stellen noch völlig unverritztes Ganggebiet dar. Es ist auch die Möglichkeit gegeben, durch nach SW. vorgetriebene Strecken noch mehr Gänge des westlichen Gangzuges anzufahren. Wahrscheinlich entsendet auch der östliche Gangzug nach NW. Fortsetzungen ins Steinkohlengebirge. GÜMBEL erwähnt, daß auf den alten Halden des Bleibergbaus bei der Rohrmühle Kohlenmulm und Kohlen- gebirgsstücke gefunden wurden, ein Hinweis, daß möglicherweise hier schon die Alten beim Bleibergbau in die kohlenführenden Schichten eingedrungen waren. Ein vom tonnlägigen Schacht nach NO. vorgetriebene Versuchsstrecke könnte die Frage entscheiden, ob auch hier noch unverritzte Gangteile im Kohlengebirge vor- handen sind. Wie weit sich die Gänge im Liegenden des Kohlenflözes nach Norden verfolgen lassen, darüber können kaum Vermutungen ausgesprochen werden. Man kann den weiteren Erschließungsarbeiten mit Spannung entgegensehen und darf hoffen, daß noch mehr Gänge von guter Beschaffenheit angeschlagen werden, auf daß dieser Bergbau, in dem Kohle und Erz in so eigenartiger Vergesellschaftung auftreten, weiterhin einen erfreulichen Aufschwung nehme.

Das Einbrechen der Erbdorfer Erzgänge in höchste Schichten der Kohlen- formation wirft neues Licht auf die Altersstellung der barytischen Blei-Zinkerzgänge im nördlichen Bayern. In der Oberpfalz sind es die Gänge von Altfater und Kran- dorf, welche dem gleichen Gangtypus angehören. In Oberfranken schließen sich ihnen die Bleierzgänge vom Silberberg bei Wallenfels, vom Remschlitgrund bei Neufang, bei Dürrenwaid (Schwarzer Mohr) und einige kleinere Gangvorkommen bei der Schmölz im Köstenbachtal, im Lamitzgrund, Wellesbachtal und Rodachtal an. Die oberfränkischen Bleierzgänge setzen größtenteils in kulmischen Tonschiefern auf, sie sind also zum mindesten postkulmisch. Diese Altersbestimmung erfährt nun durch die in den Kohlenschichten aufsetzenden Erbdorfer Gänge eine genauere Präzisierung. Die Erbdorfer Gänge zeigen sowohl in der Erzführung wie in der Gangart so große Übereinstimmung mit oberfränkischen Vorkommen (z. B. Wallen- fels), daß für beide wohl eine gleichzeitige Entstehung wahrscheinlich ist. Wenn deshalb die Erbdorfer Gänge ein postkarbonisches Alter besitzen, so kann man es in gleicher Weise auch für die oberfränkischen Bleierzvorkommen annehmen.

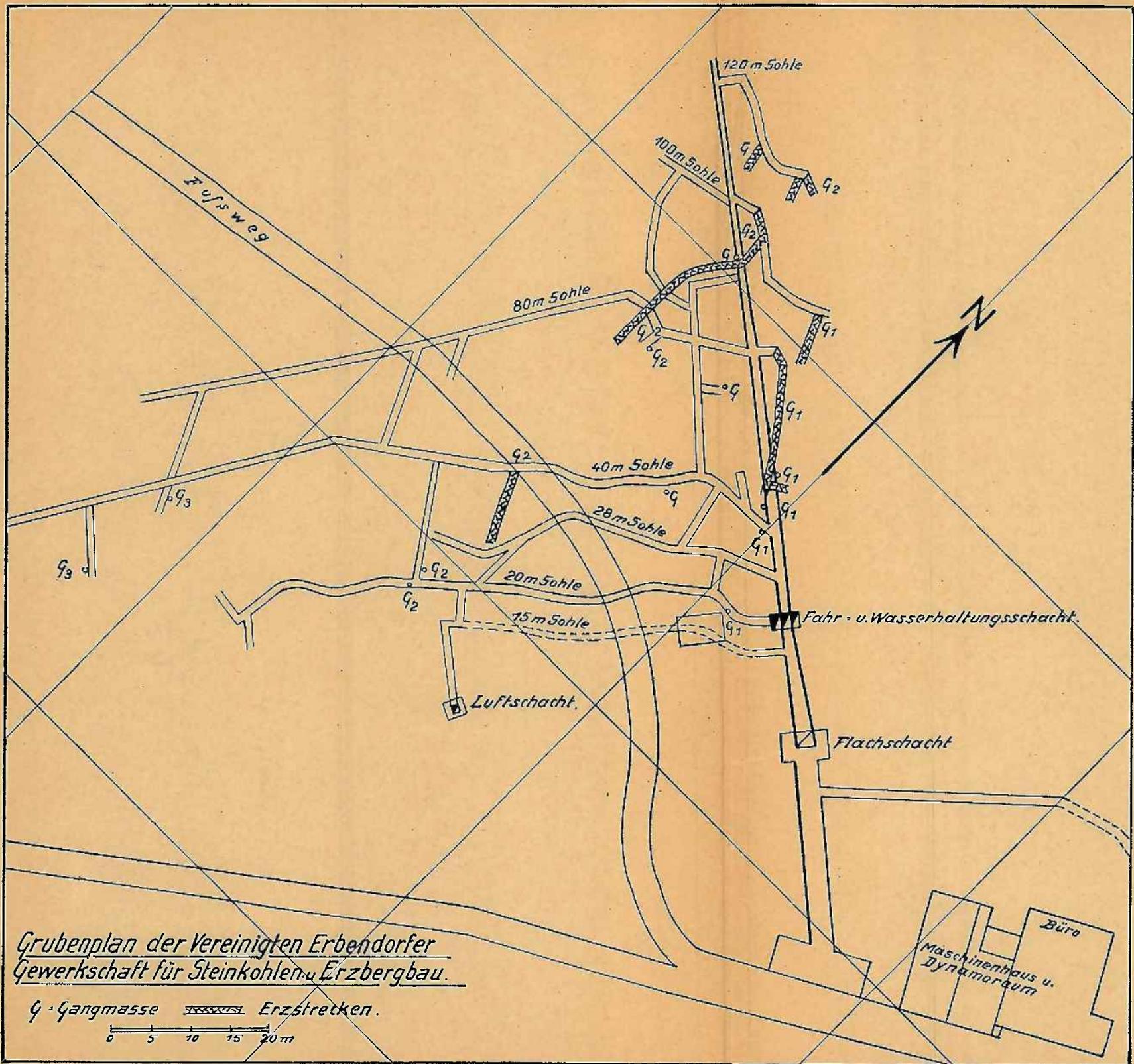
In diesem Zusammenhang ist auch die Frage nach der Altersstellung der in Nordbayern so weit verbreiteten Spateisensteingänge von Interesse. GÜMBEL war dazu geneigt, wenn er sich auch darüber nicht ganz klar ausspricht, den Stebener Spateisensteingängen cambrisches oder silurisches Alter zuzuweisen (Fichtelgebirge S. 381). Daß diese Auffassung unhaltbar ist, ergibt sich aus folgenden Überlegungen: Einzelne der Frankenwälder Spateisensteingänge setzen in kulmischen Schichten auf (Marx- grüner Gang); schon daraus ergibt sich zum mindesten ein postkulmisches Alter der Gänge. Noch andere Erscheinungen sind geeignet, die Altersbeziehungen der Gänge genauer festzulegen. Die Spatgänge wurden, wie sich schon an ihrem gerad- linigen Verlauf erkennen läßt, ebenso wie die Bleierzgänge von der oberkarbonischen Faltenbewegung nicht mehr ergriffen. Sie sind an Spalten gebunden, welche fast

rechtwinklig die alten NO. streichenden Faltenstrukturen durchschneiden. Ein sehr auffallendes Merkmal der Frankenwälder und Thüringer Spatzgänge ist ferner ihr Gehalt an Flußspat, der den Siegerländer Gängen ganz fehlt. Diese oft reichliche Flußspatführung (Kupferbühler Gang, Blauer Adler und Christoph bei Steben) legt den Gedanken an einen Zusammenhang mit granitischen Intrusionen nahe.¹⁾ Diese treten zwar in der Nähe der Erzgänge nur vereinzelt an der heutigen Oberfläche zu Tage (Helmsgrün, Henneberg), ihr Vorhandensein in nicht zu großer Tiefe wird aber anderweitig durch kontaktmetamorphe Bildungen (Fleckschieferzone Pottiga, Granatfels Rudolphstein) wahrscheinlich gemacht. Diese granitischen Intrusionen treten in ganz Mitteleuropa im Gefolge der oberkarbonischen Faltungsperiode auf. Ihre Nachwirkungen äußerten sich in dem Aufsteigen von Fluor-beladenen Dämpfen und von Metalllösungen, welche auf den Spalten Flußspat und die Erze zur Abscheidung brachten.

Aus allen diesen Erwägungen ergibt sich für die Frankenwälder Spateisensteingänge, d. h. die Erzfüllung, ein zum mindesten oberkarbonisches, wahrscheinlich postkarbonisches Alter. Dadurch unterscheiden sich die Frankenwälder Spateisenerzgänge von den Siegerländer Vorkommen, für die DENCKMANN ein mitteldevonisches Alter wahrscheinlich gemacht hat.

Ein Synchronismus beider Ganggruppen der Spateisen- und der Bleierzgänge ist aus verschiedenen Gründen nicht anzunehmen. Gegen eine gleichzeitige Entstehung spricht einmal ihr Auftreten in räumlich voneinander getrennten Gebieten. In Oberfranken sind die Bleierzgänge mehr auf den westlichen Frankenwald beschränkt, während die Spateisensteingänge ihre Hauptverbreitung im Osten in der Gegend von Steben haben. Auch die Gangfüllung ist im allgemeinen scharf geschieden, Übergänge zwischen den beiden Ganggruppen sind in Bayern nicht bekannt geworden. Der Spateisenstein ist auf die Eisenerzgänge beschränkt, er fehlt den Bleierzgängen. Auch das läßt vermuten, daß beide Ganggruppen verschiedenartigen erdgeschichtlichen Vorgängen ihre Entstehung verdanken. Über das gegenseitige Altersverhältnis beider Ganggruppen läßt sich allerdings kein sicherer Anhaltspunkt gewinnen. Vielleicht gehört die sulfidische Erzfüllung ähnlich wie im Siegerland einer jüngeren Gangformation an. Auch die Frage, ob bei beiden Ganggruppen die Entstehung der Spalten und die Füllung mit Gangart und die mit Erz unmittelbar aufeinanderfolgten oder durch größere Zeitintervalle voneinander geschieden sind, bedarf noch eingehender Untersuchungen.

¹⁾ Vgl. ZIMMERMANN, Erläuterungen zu Blatt Hirschberg a. Saale S. 200.



Grubenplan der Vereinigten Erbdorfer
Gewerkschaft für Steinkohlen- u. Erzbergbau.

Geologie der Umgebung von Erbdorf und die dortigen Steinkohlenlager.

Von

K. Osswald.

(Mit einer Karte und einem Profil.)

Der Aufschwung, den der Bergbau von Erbdorf in der Oberpfalz seit einiger Zeit genommen hat, und das wissenschaftliche Interesse, das sich neuerdings wieder diesem geologisch so vielseitigen und anregenden Gelände zuwendet,¹⁾ läßt einen Hinweis auf die zahlreichen Probleme stratigraphisch-paläogeographischer, tektonischer, petrographischer und technisch-wirtschaftlicher Art, die die Umgebung von Erbdorf bietet, und auf die geologischen Verhältnisse des dortigen Steinkohlenbergbaus nicht als unnötig erscheinen.

Geologie der Umgebung.

Als das älteste Glied der Erbdorfer Schichtfolge muß wohl die Gneismasse Erbdorf-Weiden angesehen werden [siehe Karte 1²⁾]: in der Hauptsache hellgraue schuppige Glimmergneise („Schuppengneis“ GÜMBEL), an sie anschließend bzw. sie durchsetzend syenitische und dioritische Gneise, Diorite, Amphibolite, gelegentlich auch Eklogite und Gabbros. Durch spätere Gebirgsbildungen ineinander verfalzt, sind ihre gegenseitigen Lagerungsverhältnisse, primäre wie tektonische, noch kaum untersucht. GÜMBEL („Die ostbayer. Grenzgebirge“ 1868, S. 210—212) gliedert sie dem „herzynischen Gneisstockwerk“ ein und gibt ihnen archaisches Alter.

Zweifellos jünger sind die Phyllite und verwandten Gesteine, die ihre Hauptverbreitung nördlich und nordwestlich Erbdorf haben. Sie gehören nach GÜMBEL der „herzynischen Phyllitformation“ an, hätten also algonkisches Alter. Mindestens die Erbdorf im N. und NW. benachbarten jüngeren kristallinen Schiefer stellen die Kontaktzone des Steinwaldgranits dar.³⁾ Teile dieser Gesteinsreihe schwimmen auch noch als isolierte Schollen auf den Höhen des Granitmassivs. An Gesteinen treffen wir neben grünlichen, blauen und schwarzen Phylliten: Fleckschiefer (Phyllite, in denen sich ein immer vorhandener grüner Bestandteil, „Phyllochlorit“, gelegentlich auch Hornblende fleckig ausgeschieden hat), Knotenschiefer, Chiasolithschiefer, ferner Übergänge zu Glimmerschiefern („Phyllitgneise“), zu

¹⁾ Schon FLURL erwähnt es als „für den Geognosten, Mineralogen und Bergmann das merkwürdigste in der ganzen Oberpfalz“ („Beschreibung der Gebirge von Bayern und der Oberen Pfalz“ 1792, S. 497).

²⁾ Nach GÜMBEL mit einigen Korrekturen entworfen.

³⁾ GÜMBEL lehnt dies ab (a. a. O. S. 392).

Chloritschiefern und zu Hornblendeschiefern. Eine größere Verbreitung nehmen Phyllitquarzschiefer und Kieselschiefer ein, besonders in der Gegend von Zwergau nordwestlich Erbdorf. Diese dunkelvioletten, außerordentlich zähen, quarzdurchaderten Gesteine (GÜMBEL „Zwergauer Quarzschiefer“, a. a. O. S. 383) finden sich überall im Rotliegenden und dessen Aufbereitungsprodukten als wohlgerundete Gerölle, die ein geschätztes Wegebau-Material abgeben. Kristalline Kalke treten in der Nähe von Erbdorf nirgends auf.

Der Steinwaldgranit bildet die flache bewaldete Kuppe des Steinwalds im N. von Erbdorf. Das mittel- bis feinkörnige Gestein unterscheidet sich von den Kristallgraniten des eigentlichen Fichtelgebirgs hauptsächlich durch das Fehlen der Orthoklaseinsprenglinge. Die Verbreitung mit ihm identischer Granite reicht — nach GÜMBEL — weit ins Böhmisches und bis in den südlichen Bayerischen Wald hinein. Östlich Erbdorf ist er mit syenitischen Lagergraniten verschiedener Ausbildung verknüpft, deren Verhältnis zu ihm wie zu den syenitischen Gneisen südöstlich Erbdorf der Untersuchung noch harrten. Granitapophysen (Lager und Gänge), Pegmatit-, Aplit- und Quarzgänge, die wohl mit dem Granitmassiv des Steinwalds in Zusammenhang stehen, trifft man allenthalben in der näheren und fernerer Umgebung von Erbdorf an. Über das Alter des Steinwaldgranits läßt sich von der Erbdorfer Gegend aus nur sagen, daß er älter ist als das nicht mehr kontaktmetamorph beeinflusste Oberkarbon (genauer: Ottweiler Schichten). Ob seine Entstehung zu den variskischen Gebirgsbildungen in Beziehung steht oder ob man sie weiter ins Altpaläozoikum oder gar Algonkium zurückzusetzen hat (das letztere wäre allerdings die äußerste Grenze), ist hier nicht zu entscheiden. Die Verwitterungsprodukte des Granits sind mitunter — so bei Wetzldorf nördlich Erbdorf — recht kaolinreich und lassen sich technisch verwenden.

Bedeutende Massen von Serpentin, Talk- und Chloritschiefer liegen in einem Bogen nordwestlich, nördlich und östlich um Erbdorf herum, das selbst noch zum Teil auf Serpentin steht. An der Oberfläche aus einer Anzahl verschieden großer isolierter Komplexe bestehend, auf und zwischen die sich Hornblende-, Chlorit- und Talkschiefer legen, ist der Serpentinstock nach der Tiefe zu wohl als einheitlich anzunehmen. Schon seit mehr als 100 Jahren bekannt sind die magnetischen Anomalien des Erbdorfer Serpentinegebiets¹⁾; sie sind auf den Gehalt an Magneteisen zurückzuführen, das sich in derben, löcherigen, bis kopfgroßen und in kristallinen, stecknadelkopfgroßen Einschlüssen in wechselnder Menge im Serpentin wie in den begleitenden Chlorit- und Talkschiefern findet. An der Naab 1¹/₂ km NNW. Erbdorf sind alte (mittelalterliche?) Gruben auf Magneteisen noch erkennbar. Ob sich für die heutigen Verhältnisse bauwürdige Mengen dieses Erzes noch im Serpentin befinden, ist fraglich. Chromeisen scheint nicht vorhanden zu sein, einen geringen Prozentsatz (0,9%) an Chromoxyd im Serpentin führt GÜMBEL auf den Gehalt an Picotit zurück. Das Alter des Serpentin ist unbekannt. — Die Chloritschiefer sind, wenn ihre Spaltbarkeit wenig ausgeprägt ist, äußerlich nur durch ihre geringere Härte vom Serpentin zu unterscheiden, der seinerseits in den Randpartien nicht selten ebenfalls etwas geschiefert ist. Mit den Talkschiefern, von denen sie sich oft schwer abtrennen lassen, legen sie sich als Hülle um die Serpentinmasse mit allen ihren Unregelmäßigkeiten. Quarzinjektionen, wie man sie an der neuen Straße Erbdorf-Grötschenreuth 1000 m nördlich des ersteren recht schön beobachten kann, geben

¹⁾ Von GÜMBEL beschrieben a. a. O. S. 363—365.

dem Schiefer örtlich ein gneisartiges Aussehen, besonders wenn noch Feldspat hinzukommt (wie bei Grötschenreuth). In dem Hohlweg Erbdorf-Wetzldorf findet man einen Wechsel von Chlorit- und Hornblendeschiefen, später von Chloritschiefern und Phylliten der Granitkontaktzone gut aufgeschlossen. Die Chloritschiefer haben also wohl dasselbe — algonkische? — Alter wie die jüngeren kristallinen Schiefer. — Die Talkschiefer haben eine Industrie von wachsender Ausdehnung ins Leben gerufen und sind in zahlreichen Brüchen bei Grötschenreuth und 1400 m nördlich Erbdorf (siehe Karte 1) gut zu studieren. Von den geflaserten und geschieferten, mit Magneteisen und örtlich mit Strahlstein durchsetzten Massen werden die mehr kompakten und „milden“ Partien auf der Säge- und Drehbank unmittelbar zu Brennern, Isolatoren u. s. w. verarbeitet und durch Brennen gehärtet, die Hauptmasse des Materials — stark geschieferte und verunreinigte Partien — erst gemahlen verwendet. Quarzgänge treten auch in den Talkschiefern auf, ein ziemlich mächtiger ist zur Zeit in den Steinbrüchen an der Naab angeschnitten.

Die karbone Gebirgsbildung betraf alle bisher genannten Gesteine, die nun das hochmetamorphe bzw. eruptive „Grundgebirge“ bilden gegenüber den jüngeren Sedimenten vom Oberkarbon bis zur Gegenwart.¹⁾ Die Feststellung von Art und Ausmaß dieser Faltung in den Gebieten südlich des Fichtelgebirges und ihre Phasenzugehörigkeit (es kommt nur die „sudetische“ und die „asturische“ Phase in Betracht. Vgl. STILLE, „Über Alter und Art der Phasen der variskischen Gebirgsbildung“, 1920), ferner die Sonderung von der mittelrotliegenden „saalischen“ Faltung in derselben Gegend wäre eine nicht uninteressante Spezialaufgabe, deren Lösung paläogeographisch von Wichtigkeit ist. Das Gneisgebiet ist bis auf seinen Nordrand mit herzynischer Streichrichtung verfaltet; diese Faltung ist spätestens „asturisch“, d. h. oberkarbon. Ob sie freilich ins Karbon selbst zu setzen ist oder ob man ihr ein wesentlich höheres Alter geben muß, ist mit Sicherheit noch nicht entschieden. Der Nordrand der Gneismasse, von der Gegend westlich Erbdorf über Krummennaab bis Bernstein, zeigt aber die variskische Streichrichtung SW.—NO., die in dieser Zone mit der NW.—SO.-Richtung förmlich kämpft, aber jünger zu sein scheint. In der „Erbdorfer Bucht“ jedenfalls und mindestens noch in ihrer unmittelbaren Umgebung hat die variskische Streichrichtung mittelrotliegendes Alter („saalische“ Phase), wie weiter unten ausgeführt werden wird; ob auch weiter östlich, sei dahingestellt. Die Granitkontaktzone — Chloritschiefer, Phyllite u. s. w. — streicht nördlich Erbdorf OW. und fällt im Durchschnitt 45° S. Es hat den Anschein, als sei diese Streichrichtung älter als die tektonischen Linien der mittelrotliegenden Gebirgsbildungsphase. Ebenso möchten die variskischen Faltenzüge der jüngeren kristallinen Schiefer am W.-Rand des Steinwaldmassivs, also nordwestlich der Erbdorfer Bucht, und die der isolierten Quarzphyllitschollen auf der Höhe des Steinwaldes noch karbones Alter haben, trotz gleicher Streichrichtung mit der des Erbdorfer Permokarbons. Hierfür spricht folgender Umstand: Das Oberkarbon und Unterrotliegende der Erbdorfer Bucht ist erfüllt mit Rollstücken von Kiesel-schiefern, die aus der Gegend von Zwergau, also aus NW. stammen. Wenn wir keine ursprüngliche, jetzt erodierte Bedeckung des Steinwaldmassivs im N. und NO. mit derartigen Kiesel-schiefern annehmen wollen (wofür keinerlei Anhaltspunkte vorliegen und wogegen der überwiegende Granitdetritus in der Ausfüllung der Bucht

¹⁾ Die Grenze des Grundgebirges, wie sie heute zu Tage tritt, ist auf Karte 1 mit einer starken Linie angedeutet.

spricht), so müssen wir die paläogeographische Situation dieser Zeit so annehmen, daß von einem beträchtlich hohen und weiter als heute in südwestlicher Richtung ausgedehnten Rücken in der ungefähren Linie Waldeck-Zwergau Material in eine 4—6 km südöstlich entfernte (Meeres-?) Bucht transportiert wurde. Diese Verhältnisse sprechen für ein auch tektonisches Streichen dieser Höhenzüge wie für eine Begrenzung der Bucht in NO.—SW.-Richtung schon zu Beginn der Erbdorfer Permokarbon-Sedimentierung, also für ein karbonenes Alter dieser variskischen Richtung. Auch daß in diese Falten nirgends mehr Permokarbon eingefaltet ist spricht für ihr vor-ottweiler Alter. — Wir haben also ein herzynisches Streichen vielleicht karbonenes Alters in den archaischen Gneisen südöstlich Erbdorf, ein variskisches von ziemlich sicher karbonem („sudetischem“ oder „asturischem“) Alter in der Gegend von Zwergau, ein vielleicht gleichalteriges variskisches Streichen östlich Erbdorf, während das der Erbdorfer Bucht selbst „saalisches“ Alter hat. Die orographische Konfiguration bei Beginn der Ottweiler Stufe mag man sich etwa so vorstellen: beträchtliche, ja schroffe Höhen nordwestlich, nördlich und nordöstlich Erbdorf, flachere, vielleicht vom Oberkarbon-See abradierete Rücken im Osten bzw. Südosten (Gneismassiv). Eine tektonische Störungszone, die sich auch in dem veränderten Streichen der Kontaktschieferzone nördlich Erbdorf ausdrückt und vielleicht durch das Zusammentreffen zweier verschiedener Streichrichtungen (variskisch-herzynisch) verursacht worden ist, muß sich in der Erbdorfer Gegend schon bei der karbonenen Gebirgsbewegung ausgebildet und Anlaß gegeben haben zur Entstehung der Erbdorfer Bucht.

Die paläogeographischen Verhältnisse dieser Zeit werden sich, außer durch das unmittelbare Studium der Tektonik, durch die Untersuchung des ungeheuren Detritus-Materials, das aus den Gebirgen im N. in die Erbdorfer Karbonbucht hereinverfrachtet wurde, wohl mit ziemlicher Deutlichkeit feststellen lassen.

Oberkarbon und Unterrotliegendes. Dieser im ganzen stratigraphisch recht einheitliche Schichtkomplex besteht größtenteils aus Konglomeraten und Quarzbrekzien, Quarz- und Glimmersandsteinen und insbesondere Arkosen; dabei treten alle Übergänge zwischen diesen Typen auf. Tonschiefer spielen nur im Unterrotliegenden eine größere Rolle, dort sind sie hochrot oder — wenn bituminös — dunkelgrau bis schwarz¹⁾; tonige Kalke finden sich nur vereinzelt. Das Grundkonglomerat des Oberkarbons wie die oberen Konglomerate derselben Stufe bestehen überwiegend aus Quarz, von dem nur die größeren Bruchstücke gerundet sind. Feldspat ist überall in kleinen, nur selten in größeren, bis 1 cm langen Stücken vorhanden. Er ist völlig kaolinisiert und befindet sich gewöhnlich in zerfallendem Zustand. So kann er aber nicht eingebettet worden sein, die Zersetzung muß nachträglich erfolgt sein. Ebenso deuten die zahlreichen Rostflecken auf ursprünglich reichlich vorhandenen Glimmer hin; frische Glimmerplättchen sind noch hin und wieder zu bemerken. Die Konglomerate bestehen also in der Hauptsache aus Detritus von frisch aufgearbeitetem, in seine Mineralbestandteile zerlegtem Granitgebirge mit wahrscheinlich vielen Quarzgängen. Gneiseinschlüsse konnte Verfasser in den aufgesammelten Handstücken nicht feststellen, dagegen etwas Talkschiefer und recht zahlreich, aber in kleinen Stücken, Kieselschiefer. Aus den Konglomeraten erwähnt GÜMBEL ferner „grobe Sandsteinbrocken“ (also wohl liegende Karbonschichten in

¹⁾ Wie denn überhaupt das intensive Rot, mit Weiß vermischt, die Farbe des Unterrotliegenden ist, Grau (meist ein helles Grau) die Farbe des Oberkarbons und noch der untersten Partien des Unterrotliegenden.

den oberen Konglomerathorizonten aufgearbeitet?), auch „Rollstücke vom benachbarten Urgebirg“. Zum Teil sind diese Konglomerate — wie übrigens auch viele Arkosen des Oberkarbons — völlig quarzdurchtränkt und zeigen, nach GÜMBEL, auf Hohlräumen Quarzkristalle. Es ist wahrscheinlich, daß diese Quarzausscheidungen mit den (erzführenden) Quarzgängen in Verbindung stehen. Quarzbrekzien, die GÜMBEL erwähnt und die auch in der Nähe der Steinkohlengrube „Hans“ zu beobachten sind, dürften wohl in den meisten Fällen das Ausgehende solcher Quarzgänge darstellen, wenn auch ihr gelegentliches lagerhaftes Auftreten nicht abgeleugnet werden soll. — Das Unterrotliegende besteht aus einer ganz ähnlichen und horizontal wie vertikal ebenso rasch wechselnden Serie von Konglomeraten, Arkosen, Sandsteinen und Tonschiefern. Freilich treten die Konglomerate stark zurück, die tonigen Gesteine dafür etwas mehr vor. Ein auffallender Unterschied der Hauptmasse des Unterrotliegenden gegen seine untersten Horizonte und gegen das Oberkarbon besteht in der schon erwähnten roten Färbung des ersteren gegenüber dem Grau der letzteren. Es wird noch zu untersuchen sein, ob die Ausbleichung des basalen Permokarbons mit den aus dem Grundgebirg in sie hineinsetzenden Quarzgängen zusammenhängt. Zudem ist der — meist rote — Feldspat in den prächtigen Arkosen des Unterrotliegenden gewöhnlich frisch und beeinflußt die Färbung dieser Stufe an manchen Stellen nicht unwesentlich. Wir haben eine landnahe Aufschüttung von Abtragungsprodukten aus den nahen, damals ganz jungen Gebirgen vor uns, bei denen, wie der Zustand des Materials zeigt, die Abtragung mindestens im Anfang anscheinend rascher vor sich ging als die Verwitterung.

Das Liegende des Karbons — bei Erbdorf Schuppengneis, mehr nach Nordwest, Schadenreuth zu (Bohrloch III), chloritischer Gneis — hatte schon primär eine unebene Oberfläche; beim Abbau des karbonen Steinkohlenflözes zeigte sich nun, daß diese Oberfläche und die sie zunächst überlagernden Horizonte sich in der saalischen Gebirgsbildung noch weiter komplizierten (Profil S.121) und zu häufigen Verdrückungen des gewiß schon ursprünglich nicht gleichmäßigen Flözes Anlaß gaben. Dem über dem Gneis liegenden ca. 600 m mächtigen Komplex von Oberkarbon und Unterrotliegendem sind eine Anzahl von Brandschiefer- und Steinkohlenflözen eingelagert (mindestens sechs), und zwar zuunterst ein Steinkohlenflöz in der Mitte oder wenig unter der Mitte des hier im Durchschnitt 60 m mächtigen Oberkarbons (siehe Profil). Dies ist es, das zur Zeit abgebaut wird und über das in einem besonderen Kapitel berichtet werden soll. 40–80 m über der Karbon-Perm-Grenze liegt ein etwa $1\frac{1}{2}$ m mächtiges, 160–170 m über diesem ein bis 6 m mächtiges, mit etwas geringeren Abständen darüber mindestens noch drei weitere 1–1,5 m mächtige Brandschieferflöze, in denen Fischreste nicht selten sind. Diese Brandschiefer scheinen an sich technisch wenig verwendbar, bekommen aber dadurch Bedeutung, daß sie an mehreren Stellen erwiesenermaßen in Steinkohlen übergehen. Es sind dies die Kohlenhorizonte des Unterrotliegenden, die den Stockheimer Lagern und denen des Plauen'schen Grundes gleichgesetzt werden dürfen, während zu den Erbdorfer Oberkarbon-Horizonten die nächsten Parallelen wohl im böhmischen, niederschlesischen und Wettiner produktiven Oberkarbon zu suchen sind. Die stratigraphische Höhenlage des Oberkarbons ist durch reichliche Pflanzenfunde in den sandigen Flözschiefern selbst und in den wenig darüber liegenden „Kräuter“-Schiefern und Sandsteinen so gut wie gesichert¹⁾. Sie zeigen oberste Karbon-

¹⁾ Ausführliche Liste der gefundenen Pflanzen bei GÜMBEL a. a. O. S. 661.

horizonte (Obere Ottweiler Schichten) an, und wenn auch neben Arten, deren Verbreitung bis in die Saarbrücker Schichten hinunterreicht, solche auftreten, die sich über das Karbon hinaus ins Rotliegende erstrecken, so kommt doch keine typische und ausschließliche Permform vor. Irgendwelche tierischen Fossilien wurden im Erbdorfer Karbon, soweit dem Verfasser bekannt, noch nicht gefunden.

Eine für den Bergbau wichtige Frage wäre die nach der Ausdehnung des Karbons in der Umgebung von Erbdorf. Zu Tage tritt es (s. Karte) nur in einem schmalen, steil aufgerichteten Streifen nordwestlich Erbdorf; durch ein Bohrloch („B III“) ist es noch einige 100 m weiter nach dem Innern der Karbon-Perm-Mulde nachgewiesen, etwa in derselben Mächtigkeit (vgl. Profil S.121). An der Bohrstelle allerdings ist ein Kohlenflöz nicht durchsunken worden, was aber — bei den zahlreichen Verdrückungen des Flözes auch in den durch Bergbau aufgeschlossenen Partien — nicht beweisend für ein primäres Fehlen, d. h. frühzeitiges Auskeilen, ist. Der heutige Nordost- und Nordwestrand der „Bucht“ ist tektonisch; für die Annahme GÜMBELS, daß hier das Unterrotliegende unmittelbar auf dem Grundgebirge ruhe, konnte Verfasser keine Anhaltspunkte finden. Bohrungen, die in nächster Zeit dort angesetzt werden, sollen erweisen, ob und in welcher Art Karbon und insbesondere die Steinkohle hier entwickelt ist. Der Südwestrand der Bucht ist von mächtigen Konglomeraten u.s.w. des Oberrotliegenden überdeckt, von der Fortsetzung des Unterrotliegenden und des Karbons in dieser Richtung wissen wir nichts; sie dürfte aber keine erhebliche Ausdehnung mehr haben. Die Fortsetzung nach Südost, über die Gneismasse hin, ist erodiert, die GÜMBEL'sche Karte zeigt dort nirgends mehr Oberkarbon. Nachrichten über angebliche Steinkohlenfunde etwa 8 km südöstlich Erbdorf konnte Verfasser noch nicht nachprüfen. Das Unterrotliegende ist ebenfalls ganz auf die Erbdorfer Bucht beschränkt, erst 9 km im Nordwest tauchen die nächsten Vorkommen der gleichen Stufe auf; das Unterrotliegende der Weidener Bucht südsüdöstlich Erbdorf ist noch wesentlich weiter entfernt.

Mittelrotliegende Gebirgsbildung und Quarzporphyr. Am Südostrand fällt der Permokarbon der Erbdorfer Bucht mitsamt dem liegenden Grundgebirge steil nordwestlich ein: 60—80°, lokal sogar überkippt; es legt sich aber nach Nordwest zu rasch flacher auf $\pm 45^\circ$, dann auf 30—20° (vgl. Profil 1), und dieser Fallwinkel wird bis zum Nordrand der Bucht, bis zu der (tektonischen) Grenze gegen Chloritschiefer u.s.w. beibehalten. Nur im Nordostviertel ist ein im allgemeinen ganz flaches Einfallen nach West oder Westsüdwest zu messen. Diese einseitige Einmuldung des Permokarbons hat demnach frühestens im mittleren Rotliegenden stattgefunden. Das Oberrotliegende im Südwest vor der Bucht ist freilich wenig aufgeschlossen, GÜMBEL bemerkte an einigen tiefen Bachrissen horizontale Lagerung. Darnach wäre die Einmuldung mit variskischer Streichrichtung älter als das Oberrotliegende und muß der salischen Phase der variskischen Gebirgsbildung zugeschrieben werden. Eine deutlich erkennbare tektonische Linie NW.—SO. grenzt im Nordost das ziemlich flach liegende Unterrotliegende gegen das ebenfalls nur 10—20° SW. fallende Grundgebirge (Chloritschiefer auf Serpentin) ab. An einem Punkt stellen sich die letzteren an der Grenze saiger, so daß eine Schichtschleppung in der Verwerfung anzunehmen ist.

Kurz vor Eintritt dieser Gebirgsbewegung haben in der Erbdorfer Bucht beträchtliche Eruptionen saurer Magmen stattgefunden. Die obersten Konglomerathorizonte des Unterrotliegenden im Nordwestviertel der Bucht schließen bereits

Trümmer von Quarzporphyr ein; dessen Aufdringen ist also wenig älter als die obere Grenze des Unterrotliegenden. Am Südostrad des Kornbergs — des größten der dortigen Porphyrdurchbrüche — zeigen sich gegen das Rotliegende geringe Kontakterscheinungen. Die Orthoklaseinsprenglinge überwiegen weit den Quarz, lokal wird durch sie auch die Grundmasse auf ein geringes Volumen eingeschränkt. In der Kornbergkuppe steckt noch ein Pechsteinporphyr-Komplex, wohl ein Nachschub der Porphyreruption; er zeigt nach GÜMBEL (a. a. O. S. 424 oben) keine Übergänge zum Quarzporphyr. — Ob die Erbdorfer erzführenden Quarzgänge mit diesen sauren Eruptiven bzw. mit der saalischen Gebirgsbildung in Zusammenhang stehen — es wäre dieser Zeitpunkt die früheste Altersgrenze — oder jünger sind und etwa dem kretazisch-tertiären Zeitraum angehören ist noch unentschieden.

Permotrias. Nach der Gebirgsbildung lagerte sich eine, wenn auch nicht lückenlose, Folge von Sedimenten bis zum oberen Keuper ab, die, jedenfalls in ihrem jetzigen Bestand, nirgends mehr über das Grundgebirge oder die Erbdorfer Bucht weg greifen. Von dem mehr oder weniger horizontal liegenden Oberrotliegenden war schon mehrfach die Rede. Es sind in der Hauptsache Konglomerate und Sandsteine, die aber unter der dichten Bewaldung dieses Geländes wenig aufgeschlossen sind und wohl noch eingehenderer Untersuchung bedürfen, auch daraufhin ob in diesem Schichtkomplex vielleicht noch Buntsandstein entwickelt ist. Dieser tritt sonst erst 8 km nordwestlich bei Kemnath auf und nimmt weiterhin immer größere Ausdehnung an. Von Muschelkalk sind nördlich Kemnath ebenfalls Reste vorhanden, Lettenkohle steht dagegen wieder in nächster Nachbarschaft der Erbdorfer Bucht an, sie legt sich in einem mehrere Kilometer langen Streifen an den Grundgebirgsrand südlich Zwergau. Der Keuper nimmt dann die weiten Flächen im Südwest des Grundgebirges und des Erbdorfer Rotliegenden ein, am Gebirgsrand zunächst unterer, weiter draußen auch mittlerer und oberer Keuper. — Jura und Kreide sind bis jetzt in der Umgebung noch nicht nachgewiesen.

Känozoikum. Auf den Höhen östlich Erbdorf ist ein letzter isolierter Ausläufer der miozänen Süßwasserschichten von Wiesau erhalten. Zu der ausgedehnten Gruppe der Wiesauer Basalte dürfen zwei kleine Basaltdurchbrüche dicht nordöstlich Erbdorf gerechnet werden. Der kretazisch-tertiären Gebirgsbewegung ist zunächst das Herausheben des heutigen Grundgebirgsrandes zuzuschreiben, auch die jüngeren Störungen der Erbdorfer Erzgänge fallen wohl sicher in diese Periode — ob die Gänge selbst auch, ist, wie gesagt, noch nicht entschieden. Veränderungen der Hydrographie, die sich in dieser Zeit, vielleicht auch noch im Diluvium, herausbildeten, würden einer morphologischen Forschung reichlichen Stoff bieten.

Die Steinkohlenlager.

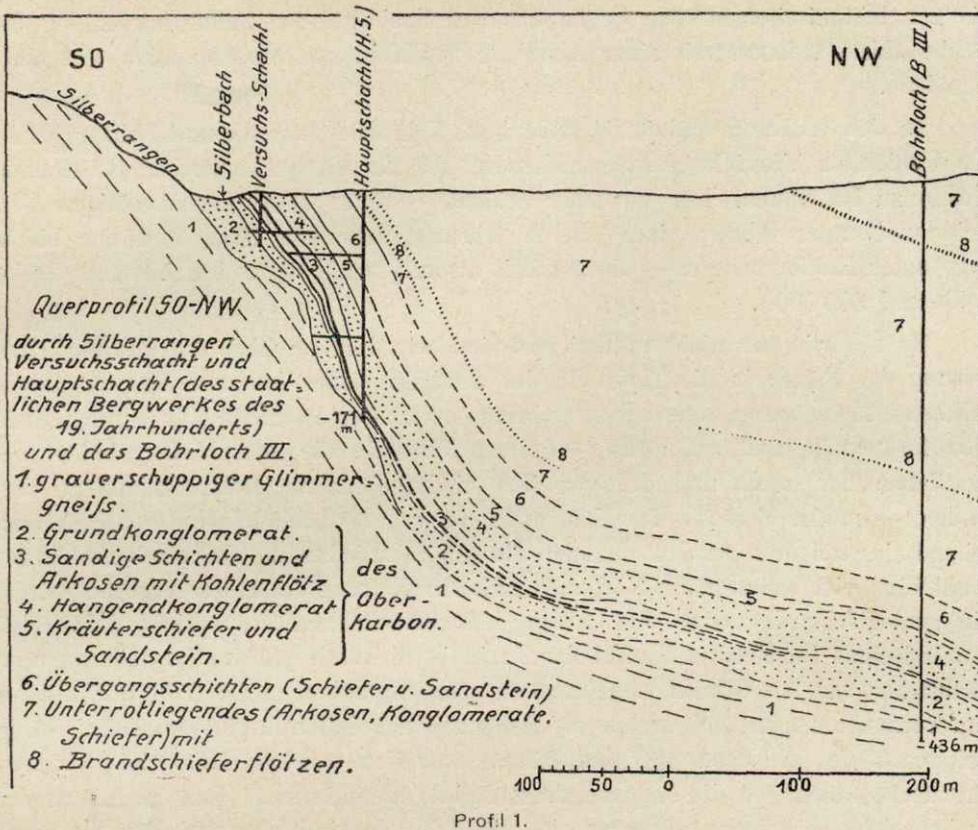
Aufschluß und Abbau. An mehreren Stellen im Unterrotliegenden und vielleicht auch am Südwestende des Karbonzuges sind in früheren, nicht näher zu bestimmenden Zeiten Steinkohlen — meist in geringem Umfang — abgebaut worden. Ein regelrechter bergmännischer Betrieb im Karbon begann aber erst Mitte des vorigen Jahrhunderts. Eine staatliche Grube schloß damals einen großen Teil des zu Tage tretenden Karbonzuges auf — seltsamerweise unter völliger Vernachlässigung der nordöstlichen Teile — wurde aber nach mehrjährigem Betrieb trotz der erfreulichen Ergebnisse aufgelassen, zum Teil der damaligen Transportschwierigkeiten wegen (die heute nicht mehr bestehen), zum Teil auf GÜMBEL'S

wenig zuversichtliche Beurteilung hin¹⁾, die sich im wesentlichen auf die Befunde des Bohrloches III (siehe Karte und Profil) stützte: hier war Karbon durchteuft worden, aber ohne Steinkohlen. Wie schon weiter oben (S. 118) ausgeführt, kann dieser Befund auf lokaler tektonischer Ausquetschung oder auf ebenfalls lokalem primärem Aussetzen des Flözes infolge Unebenheiten des Untergrundes beruhen und ist jedenfalls in keiner Weise ausschlaggebend für die Beurteilung des gesamten Karbons im Innern der Bucht. Eine weitere Bohrung, die ihrer Lage nach aufschlußreich zu werden versprach, wurde südlich Schadenreuth angesetzt (vgl. „B II“ auf Karte), aber leider vor Erreichung des Liegenden des Unterrotliegenden aufgegeben. Das ganze Nordostviertel des Karbonzuges, in dem seit einigen Jahren die Steinkohlengrube „Hans“ angelegt ist und dessen Vorfeld in nächster Zeit durch Schurfschächte und Bohrungen noch weiter aufgeschlossen werden wird, ist damals, in den 50er und 60er Jahren des 19. Jahrhunderts, überhaupt nicht untersucht worden. Diese Partien aber, jedenfalls so weit sie bis jetzt der Beobachtung zugänglich gemacht sind, haben sich als die ergiebigsten erwiesen und lassen GÜMBEL'S Urteil, daß sich kein bauwürdiges Flöz bei Erbdorf befinde, als überholt erscheinen, zudem noch günstige äußere Verhältnisse und das Auftreten erzreicher Quarzgänge in der Steinkohlengrube die Rentabilität des Abbaus sichern dürften.

Mächtigkeit. Die Beschaffenheit des Flözes ist am ungünstigsten im Südwest, wo eine Bohrung („B I“, Karte) zwar das Flöz in 1,5 m Mächtigkeit durchsank; aber ein später dort angelegter Versuchsschacht traf stärkere tektonische Störungen an, die stellenweise eine Zertrümmerung, ja totale Verdrückung des Flözes zur Folge hatten. Als mittlere Mächtigkeit kann hier etwa 0,5 m angesetzt werden. Über den Zustand des Flözes noch weiter im Südwest, an der Grundgebirgsecke westsüdwestlich Erbdorf, hat man zur Zeit keine Anhaltspunkte.

Die staatliche Steinkohlengrube des 19. Jahrhunderts lag nordwestlich Erbdorf. Der nach der etwas verfehlten Anlage eines Versuchsschachtes abgeteufte Hauptschacht („H.S.“) erreichte 171 m Tiefe, die 105 m-Sohle wurde auf 550 m Längenerstreckung vorgetrieben. Die Flözmächtigkeit schwankt zwischen 5 und 380 cm, durchschnittlich beträgt sie etwa 180 cm. Die genaue Berechnung des Flözes im Bereich der jetzt nicht mehr zugänglichen Grube ist dadurch erschwert, daß für die tiefste, auf ca. 170 m gelegene Sohle (wie übrigens auch für den oben erwähnten Versuchsbau beim Bohrloch I) lediglich GÜMBEL'SCHE Angaben zur Verfügung stehen, die augenscheinlich nur die bessere Kohle berücksichtigen, die geringere aber außer acht lassen. Diese letzteren bilden aber nach gründlicher Wäsche und bei geeigneter Behandlung in der Feuerung ein durchaus nicht geringwertiges Brennmaterial und müssen mit in Rechnung gesetzt werden. Das Kohlenflöz teilt sich für den größten Teil dieses Bereiches in zwei Teile (siehe Profil), gelegentlich tritt im Liegenden sogar noch ein drittes Flöz auf, allerdings nur von geringer Ausdehnung. Verdrückungen sind nicht selten, wie überhaupt tektonische Störungen in dieser Grube, besonders in den südwestlichen Teilen, sich mehrfach unangenehm bemerkbar machten. Doch sind diese Störungen nur von kleinerem Ausmaß und wohl in der Hauptsache darauf zurückzuführen, daß bei der Einmündung des Erbdorfer Beckens das Kohlenflöz als Scherungsfläche diente zwischen dem lockeren Permokarbon und dem massiveren Grundgebirge + oberkarbonem Grundkonglomerat. Daher liegen die Störungen auch fast ganz in der Fläche des Flözes und wirken sich

¹⁾ a. a. O. S. 665.



aus durch Ausquetschung und Aufstauchung der Steinkohle. Auch ihre blättrige und mulmige Struktur ist im wesentlichen auf diesen Gebirgsdruck zurückzuführen. Verbiegungen treten häufig auf, sie hängen mit Unebenheiten der Gneisunterlage zusammen, deren Vorsprünge sich bei der Einmündung zum Teil bis an die Sohle des Kohlenflözes durchbohrten. Regelrechte Verwerfungen spielen dagegen nur eine untergeordnete Rolle.

Die Unregelmäßigkeit des Flözes wird deutlich, wenn man den durch den gegenwärtigen Bergbau [Grube „Hans“¹⁾] aufgeschlossenen Flözteil betrachtet, dessen Mächtigkeit über die angegebenen Maße des alten Bergwerkes beträchtlich hinausgeht und in sich erheblichen, zu einem großen Teil gewiß primären Schwankungen unterworfen ist. Sie beträgt im Durchschnitt reichlich 2 m und steigt im NO., im Bereich des tonnlägigen Förderschachtes, oben lokal auf 7—9 m, weiter unten zwischen der 40 m- und der 80 m-Sohle in einer Anschwellung auf über 13 m. Die Mächtigkeit des Erbdorfer Flözes nimmt also von SW. nach NO., vom (offenen?) Meer nach dem jungen Karbongebirge hin offensichtlich zu. — Die Kohle ist in der Grube „Hans“ zur Zeit (Juni 1921) bis in eine Saigerteufe von 85—90 m aufgeschlossen; die durchschnittliche Fördermenge pro Quadratmeter Flözfläche beträgt 3,38 t. Die Lagerung der Kohle ist ruhiger, völlige Verdrückungen konnte der Verfasser nicht beobachten, auch keine primäre oder tektonische Abnahme der Mächtigkeit nach der Tiefe zu. In der weiteren Fortsetzung nach NO. hin muß die Kohle erst noch aufgeschlossen werden; nach Lage der Dinge ist aber

¹⁾ Zunächst noch ein Versuchsbetrieb, dessen baldige Vergrößerung aber beabsichtigt ist.

bis zur tektonischen Grenze gegen das Grundgebirge, ca. 400 m nordöstlich der Grube „Hans“, kaum mit einer Abnahme der Kohle zu rechnen, eher mit einer Zunahme.

In den früheren und jetzigen Gruben, Versuchsschächten und Bohrungen ist das Kohlenflöz hinreichend aufgeschlossen, um für diese Flözpartien die Kohlenmenge zu berechnen. Der Verfasser schätzt — unter aller hierbei nötigen Vorsicht und unter Abzug eines oberen Abbaupfeilers von 20 m und der bisher abgebauten Kohlenmengen — die zur Zeit als aufgeschlossen zu bezeichnende Steinkohle auf 300 000 t.

So gut wie gar nicht unterrichtet sind wir dagegen über die Art der Fortsetzung des Flözes in die Tiefe. In der einzigen bisher bis zum Karbon durchgeführten Tiefbohrung, dem schon mehrfach erwähnten Bohrloch III, wurde ja kein Flöz festgestellt, und auf Profil — einem Versuch, die Aufschlußergebnisse des staatlichen Bergwerks und des von ihm niedergebrachten Bohrloches III zu verbinden — mußte deshalb das Kohlenflöz als vor (südöstlich) dem Bohrloch auseinander eingezeichnet werden, obgleich die Möglichkeit besteht, daß ein benachbartes Profil eine viel weiter nach NW. reichende Erstreckung des Flözes ergeben würde. Die geologische Lagerung und Artung des Steinkohlenflözes spricht dafür, daß es mindestens im Nordost-Viertel der Bucht beträchtlich größere Ausdehnung und Mächtigkeit hat, als GÜMBEL annehmen zu müssen glaubte, und daß die dort nächst dem vorzunehmenden Bohrungen die Kohle wahrscheinlich in einer verhältnismäßig geringen Tiefe (zwischen 100 und 400 m) antreffen werden, falls nicht stärkere tektonische Störungen die Lagerungsverhältnisse komplizieren. Daß im Innern der Bucht solche Störungen auftreten, ist möglich, sie sind aber bei der Unaufgeschlossenheit des flachen Geländes zwischen dem Gneiszug im SO. und der Porphyrdoppelkuppe des Kornbergs im NW. zur Zeit noch nicht auszumachen und erfordern eine sorgfältige auf Schürfungen aufgebaute geologische Aufnahme des Gebietes östlich und südöstlich Schadenreuth.

Hierbei werden auch die Brandschieferflöze mit zu untersuchen sein, vor allem die Art ihrer Kohlenführung. Neben einigen alten zum Teil noch sichtbaren, zum Teil aus Überlieferungen zu entnehmenden Abbauen bzw. Schürfungen im W., O. und S. des Kornbergs wurden im Anfang dieses Jahrhunderts in Schadenreuth beim Bau eines Kellers Steinkohlen angefahren und in einem kleinen Schlepsschacht aufgeschlossen (der dann aber wieder zugeschüttet wurde). Man stieß dort auf zwei zusammen 115 cm mächtige durch 40—50 cm Tonschiefer getrennte Flöze und es ist wahrscheinlich, daß eine umfassende Aufschließung der Brandschiefer an manchen Stellen bauwürdige Verhältnisse antreffen wird. Die Qualität dieser Kohle ist, den Berichten nach, der der oberkarbonen Kohle etwa gleich.

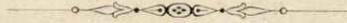
Über die Qualität der letzteren ist folgendes zu sagen: Im alten wie im neuen Bergwerk ist die Kohle der größeren Teufen wesentlich besser als die der oberen Teufen, ferner die der liegenden Partien des Flözes (bzw. die Kohle des unteren der beiden Flöze im alten Bergwerk) besser als die der hangenden Partien (bzw. des hangenden Flözes). Die „Hangendkohle“ bedarf einer besonderen Wäsche, ebenso auch der mit Bergteilen vermischte Kohlenmulm („Brennberg“). Dieses Material wird dann unmittelbar im Werk, wo es seiner Eigenart entsprechend behandelt und voll ausgenutzt werden kann, in Elektrizität umgesetzt. Die „Liegendkohle“ ist Versandkohle. Da die Erbdorfer Kohle jedoch nicht stückig

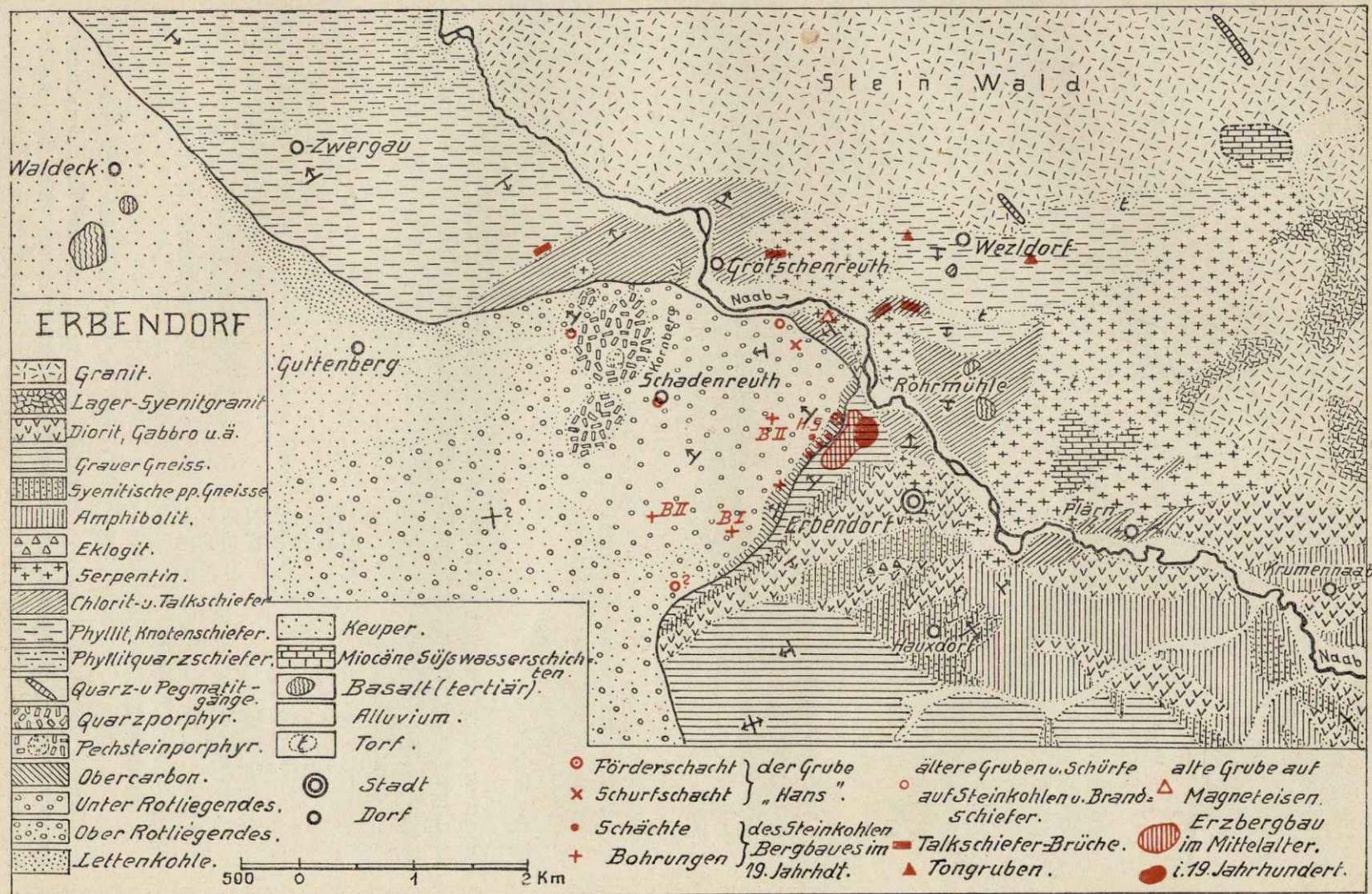
bricht, sondern meist blätterig zerfällt (der erwähnten tektonischen Schicksale wegen), so wird sie, sowie die entsprechenden Anlagen fertiggestellt sind, nicht mehr roh versandt werden, sondern in Briketts gepreßt.

Für diese Liegendkohle gibt eine Analyse an:

	Rohkohle	Reinkohle (nach Abzug d. Aschengehalts)
Asche der lufttrockenen Kohle	23,95 %	—
Wasser	0,42 „	—
Reinkoks	60,13 „	79,60 %
Flüchtige Bestandteile	15,50 „	20,40 „
C	64,83 „	85,73 „
H	3,95 „	5,23 „
O + N	4,82 „	6,37 „
Unterer Heizwert	6103 Kal.	8070 Kal.
Oberer Heizwert (Verbrennungswärme)	6319 „	8350 „

Die Koksausbeute beträgt 84,08%; der Koks ist gebacken, wenig gebläht, die Flamme lang und stark russend. Dem Gasgehalt nach sind diese Kohlen zu den geringeren „Fettkohlen“, der Backfähigkeit nach zu den „Backkohlen“ zu stellen.





Das geologische Querprofil von München.

Von

Dr. F. Münichsdorfer.

Mit 1 geologischen Profil und 1 Blockdiagramm.

Von der Hauptstadt Bayerns lagen bisher drei geologische Profile vor, eines von A. PENCK und zwei von K. W. v. GÜMBEL. Unseren heutigen Anschauungen entspricht keines mehr.

Das erste erschien 1881, also ein Jahr vor der „Vergletscherung der deutschen Alpen“ mit einer kurzen Erläuterung in einer Abhandlung von J. SOYKA.¹⁾ Wir finden daher im Profil über einem tertiären Flinzuntergrund eine Geröldecke dargestellt, in welcher schon Ablagerungen verschiedenen Alters unterschieden werden. Das Profil ist von der Theresienhöhe quer durch das Isartal bis über den Ostbahnhof hinaus gezogen und zeigt eine Hochfläche, deren eine Hälfte westlich des Flusses liegt und mittels der „Terrasse“ zum „Talboden“ abfällt, während die andere Hälfte auf der Ostseite der Isar eine schwache Bodenschwelle, den „Löbhügel“, trägt und unvermittelt zur Isar abbricht. An dem steilen Ostufer kommt auch der Flinz zum Ausstreichen. Unterhalb der Terrasse zwischen Theresienhöhe und Tal folgt auf den Flinz in einer breiten Mulde, tief eingesenkt in den Untergrund, der „ältere sandige Kies“. Er ist als alpiner Diluvialkies beschrieben, der „häufig zu einer Nagelfluh verkittet, bei München aber lose ist“. Er ist entweder, wie auf dem östlichen Hochufer, von Löß bedeckt, oder es breitet sich darüber eine 6—8 m mächtige Ablagerung von „grobem jüngeren Kies“ aus. Dieser Kies baut, wenn man vom Löbhügel absieht, die Hochfläche auf; er wird auch als alpin bezeichnet, zum Unterschied aber vom älteren Geröll als sandarm und locker. Über die jüngeren Anschwemmungen des Terrassen- und Alluvialkieses wird Näheres nicht mitgeteilt: auch fehlt jeder Hinweis sowohl auf das Alter des jüngeren Kieses als auch irgendeine Andeutung eines Zusammenhangs mit eiszeitlichen Ablagerungen, also der fluvioglazialen Natur von einem der dargestellten Schotter. Daraus erklärt sich wohl, daß das PENCK'sche Profil nicht in dem Maße bekannt wurde, als es wegen seiner übersichtlichen, gut beobachteten Anlage verdient hätte.

Nach A. PENCK'S neuerer Ansicht ist der ältere sandige Kies im Ausstrich des rechten Isarufers auf dem Profil Deckenschotter, im übrigen Hochterrassenschotter.²⁾

Die beiden GÜMBEL'schen Profile folgten erst im Jahre 1894 in der „Geologie von Bayern“.³⁾ Aber während L. v. AMMON sich in der gleichzeitig erschienenen

¹⁾ J. SOYKA: Untersuchungen über Kanalisation. 1. Abh. Zeitschr. f. Biologie. 17. Bd. München und Leipzig. 1881. S. 377—380.

²⁾ A. PENCK und E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Bd. Leipzig 1909. S. 70.

³⁾ K. W. v. GÜMBEL: Geologie von Bayern. 2. Bd. S. 299, 361 u. 366. Kassel 1894.

„Gegend von München“¹⁾ völlig die inzwischen weiter entwickelte Auffassung A. PENCK'S über die eiszeitlichen Bildungen im Alpenvorlande zu eigen gemacht hatte, mochte GÜMBEL nicht darauf verzichten, wenigstens in der Bezeichnungsweise seine eigene Anschauung über die Diluvialgeologie Südbayerns zum Ausdruck zu bringen. So geht er in der Beschreibung der Terrassenschotter und der Münchener Zone wohl auf mehrere Arbeiten A. PENCK'S und E. BRÜCKNER'S kurz ein,²⁾ gesteht aber einer Gliederung der Geröllschichten nach Höhenlage und Alter nur bis zu einem gewissen Grad Berechtigung zu,³⁾ und in den beiden Profilen ist überhaupt jede Übereinstimmung mit den Bezeichnungen PENCK'S nach Möglichkeit vermieden.

Wie schon das PENCK'Sche Profil sind auch die GÜMBEL'Schen Durchschnitte durch den Untergrund von München geologische Profile quer durch das Isartal von der Theresienhöhe bis zur Hochfläche am rechten Ufer des Flusses. Sie verlaufen also in ungefähr west-östlicher Richtung — auf S. 299 ist irrtümlich Nord-Süd angegeben — und zwar in voneinander abweichender Linienführung; das eine ist von der Theresienhöhe nach Berg am Laim, das andere vom gleichen Ausgangspunkt über den Odeonsplatz nach dem Gasteig gezogen.

Die Profile sind offenbar zu verschiedenen Zeiten entstanden. Denn selbst unter Berücksichtigung des nicht ganz gleichen Verlaufes und der wechselnden Bezeichnung für die unterschiedenen Geröllbildungen lassen sich die beiden Darstellungen des geologischen Aufbaus nicht befriedigend zur Deckung bringen. In dem einen Profil steht so am Abfall der Theresienhöhe bloß Hochflächenschotter an, im andern außerdem noch altdiluviales Geröll (= diluviale Nagelfluh); und während einmal die beiden Talstufen zwischen Theresienhöhe und Peterskirche — am Karlstor wird ein Steilrand angenommen — von ein und demselben Geröll aufgebaut worden, sind das andre Mal zwei verschiedene Schotterbildungen daran beteiligt. Ebenso widerspricht die ganz ungleiche Wiedergabe der tertiären Oberkante einer einheitlichen Auffassung. Es läßt sich auch aus dem Text nicht unzweideutig ersehen, welcher Darstellung der Vorzug zu geben ist. Daß GÜMBEL sich nicht entschließen konnte die PENCK'Sche Gliederung der Glazialschotter ohne Vorbehalt zu übernehmen, seine eigenen Bezeichnungen aber auch nicht durchgehend und bestimmt anwandte, macht es nicht gerade leicht die Profile richtig zu lesen, und wir müssen so leider feststellen, daß die Durchschnitte durch den Untergrund von München nicht geeignet waren zu einer Klärung der Diluvialgeologie im bayerischen Alpenvorland beizutragen.

Nun liegt freilich der Gedanke nahe, die Profile durch Einführung der Bezeichnungsweise A. PENCK'S unserem Verständnis näher zu bringen. In JOH. WALTHER'S „Geologie Deutschlands“ wurde dies beispielsweise versucht.⁴⁾ Aber das Profil, das hieraus entstand — es ist irrtümlich L. v. AMMON zugeschrieben —, bedeutet weder eine Verbesserung des GÜMBEL'Schen Profils, noch entspricht es der Auffassung A. PENCK'S. Das liegt nicht nur an der gröberen Darstellung GÜMBEL'S, sondern auch

¹⁾ L. v. AMMON: Die Gegend von München, geologisch geschildert. Festschr. Geogr. Ges. München. Mit 1 geol. Karte 1:250 000. München 1894.

²⁾ A. PENCK: Die Vergletscherung der deutschen Alpen. 1882. — Über Perioden der Talbildung. 1884. — Deckenschotter 1886. — Das Österr. Alpenvorland. 1890. — E. BRÜCKNER: Die Vergletscherung des Salzachgebietes. 1886.

³⁾ K. W. v. GÜMBEL: loc. cit. S. 299.

⁴⁾ JOH. WALTHER: Geologie Deutschlands. Leipzig 1921. S. 432.

daran, daß man im Isargebiet nicht ohne weiteres aus der Höhenlage eines Schotter am Flusse die Benennung nach PENCK ableiten kann.

Indessen ist auch durch sinngemäße Anwendung dieser Bezeichnungen nicht viel gewonnen. Ich bin zu dieser Überzeugung gekommen, als ich mich vor Jahren mit der Geologie der Umgebung Münchens näher zu beschäftigen begann. Den Anlaß hiezu gab die Aufnahme der ersten agrogeologischen Blätter in der Münchener Gegend durch die Geologische Landesuntersuchung, wozu außer W. KOEHNE¹⁾ auch H. KRAUSS und ich bestimmt wurden. Leider konnte ich mich den Studien im Münchner Gebiet bald nur mehr in der freien Zeit widmen, da die Flachlandsaufnahmen kurze Zeit darauf in der Gegend von Mühldorf am Inn fortgesetzt wurden.

Als vorläufiges Ergebnis möchte ich nun den geologischen Aufbau des Stadtgebietes an Hand eines Profils besprechen, welches ich an Stelle der GÜMBEL'schen Durchschnitte entworfen habe.

Als Grundlage dienten mir hiezu die Aufschlüsse in und um München, namentlich aber fand ich in dem Material des städtischen Kanalbauamtes, das mir in bereitwilligster Weise zur Verfügung gestellt wurde, eine erhebliche Stütze.

Das städtische Kanalbauamt hat bisher an Bohrungen allein mehr als 550 ausführen lassen, und zwar in der überwiegenden Mehrzahl in den Stadtteilen links der Isar. 63 von den Bohrungen wurden in den Hauptergebnissen schon früher veröffentlicht.²⁾ Auf den Profilabschnitt westlich des Flusses entfallen 10 Bohrungen des Kanalbauamtes, und für die Kohleninsel konnten die Bohrungen des Deutschen Museums zum Zwecke der Fundamentierung benutzt werden.

Das Profil ist in gerader Linie von der Theresienhöhe nach Berg am Laim gezogen; es schneidet den Südlichen Friedhof, berührt das Südende des Deutschen Museums und führt über den Ostbahnhof.

Soweit ein einziger Querschnitt imstande ist, den geologischen Aufbau zu erschließen, können wir an Hand des Profils alle wichtigen Abschnitte in der Entwicklungsgeschichte deutlich verfolgen, welche das Isartal bei München und damit der Boden der Hauptstadt seit der Tertiärzeit durchschritten hat.

Zum besseren Verständnis seien einige Erläuterungen beigegeben, welche sowohl bereits Bekanntes bestätigen oder ergänzen, als auch einiges Neue bringen.

Der tertiäre Untergrund besteht aus Flinz, der in tonig-mergeliger und rein sandiger Ausbildung auftritt. Seinen organischen Einschlüssen nach gehört er wohl durchweg zum Obermiozän, da nach A. ROTHPLETZ³⁾ keine Anhaltspunkte dafür vorhanden sind, daß er in seinen obersten Schichten etwa schon dem Pliozän zugerechnet werden könne. Ich möchte mich aber trotzdem nicht ganz dem Gedanken verschließen, daß der Flinzsand, soweit er als Decke über dem Flinzmergel vorkommt und aus diesem durch Ausschlämmung und Umlagerung gebildet wurde, jünger als obermiozänen Alters sein kann. Die obere Grenze des Flinzmergels wird gewöhnlich als mit der Oberfläche des Tertiärs gleichbedeutend angesehen. Selbst von GÜMBEL geschieht dies in der „Geologie von Bayern“ (S. 367). Das ist nicht zutreffend, weil gerade durch die sandigen Ablagerungen des Tertiärs, die bis zu 16 m Mächtigkeit im Stadtgebiet erreichen können, das Oberflächenbild des Tertiärs

¹⁾ Die von W. KOEHNE aufgenommenen Blätter 1:25 000 Gauting (712), Baierbrunn (713), Pasing (691) und Dachau (667) sind inzwischen erschienen.

²⁾ 1. Bericht über die Verhandlungen und Arbeiten der vom Stadtmagistrate München niedergesetzten Kommission für die Wasserversorgung, Kanalisation und Abfuhr in den Jahren 1874 und 1875.

³⁾ A. ROTHPLETZ: Die Osterseen und der Isarvorlandgletscher. Mit 2 Karten, 1 Tafel u. 31 Textfiguren. Landeskundliche Forschungen der Geographisch. Gesellschaft München. H. 24. S. 116 u. 121. München 1917.

wesentlich beeinflußt wird: es wird im allgemeinen ebener. Unser Profil zeigt diese einebnende Wirkung des Flinzsand am deutlichsten zwischen Bavaria und Isar.

Von der Oberfläche des Tertiärs macht man sich in der Regel keine richtige Vorstellung, da sie als hügelig und zerfurcht beschrieben wurde.¹⁾ Das ist übertrieben und erklärt sich vor allem daraus, daß Flinz und Tertiär gewöhnlich gleichgesetzt und unter Flinz bloß der Flinzmergel verstanden wird. Man übersieht jedoch dabei, daß es mindestens dieselbe Berechtigung hat, die sandige Abart, welche auch noch eine Bildung der Tertiärzeit darstellt und einen hohen Gehalt an glänzenden Glimmerschüppchen aufweist, als Flinz zu bezeichnen. Überdies steht der Flinzsand infolge seiner festen Packung und seines Reichtums an Glimmer dem Flinzmergel nur wenig an wasserstauendem Vermögen nach, wie die Grundwasserstandslinie ersichtlich macht. Das hob schon GÜMBEL hervor, wenn er auch als Wasserboden der Stadt nur den Flinzmergel beschrieb.²⁾ Daß die Ansicht über die hügelige Tertiäroberfläche so tief wurzeln konnte, rührt zweifellos von den zahlreichen Profilen her, welche die wasserundurchlässige tertiäre Schicht darstellen und im öfter erwähnten 1. Verhandlungsbericht vom Jahre 1875 veröffentlicht sind. Aber auch hier ist überall deutlich angegeben, daß über der wasserstauenden Schicht noch Tertiärsand neben Geröllablagerungen liege. In diesen Profilen erscheint der tertiäre Wasserboden in der Tat recht gebirgig. Das ist bei 60facher Überhöhung auch nicht verwunderlich, und eine Betrachtung der Geländeoberfläche ergibt deshalb kaum ein ebeneres Bild. Nur eine Flinzauftragung findet hier kein Gegenstück: es ist der bekannte Tertiärhügel unter dem Odeonsplatz, dem zuliebe GÜMBEL eines von seinen Profilen etwas nördlicher geführt hat. Indes bleibt auch von dieser tertiären Erhebung nichts Bergähnliches übrig, wenn man hiebei die verschiedene Überdeckung mit Tertiärsand in Rechnung zieht. Während der Flinzmergel unter dem Odeonsplatz bloß 23 cm tief mit Tertiärsand überschichtet ist, ergab sich aus 8 Bohrungen in der Nachbarschaft, daß in der Umgebung der Flinzsand in einer Mächtigkeit von $5\frac{1}{4}$ bis 11 m, im Durchschnitt 8 m über dem Flinzmergel liegt. Für den Tertiärboden spielt die Flinzmergelerhebung daher mit einer größten Steigung von etwas über 4% höchstens die Rolle wie der Anstieg der Nymphenburgerstraße zwischen Stiegelmeierplatz und Pappenheimstraße.

Aus unserem Profil ist trotz 25facher Überhöhung von den Furchen und Mulden in der tertiären Oberfläche, wie sie früher beschrieben wurden, nichts ersichtlich. Dagegen ist eine flache Erhebung, von Flinzsand gebildet, westlich der Theresienhöhe angedeutet. An der Bavaria hält der Tertiärboden eine Meereshöhe von ungefähr 515 m ein; nach Westen zu senkt er sich allmählich, und nur an zwei Stellen, von denen die östliche im Profil eben noch erscheint, finden sich mäßige Erhöhungen (521—522 m Meereshöhe) in der tertiären Oberfläche, aus welcher sie mit höchstens 2% Steigung merkbar werden. Die westliche Anschwellung des Tertiärbodens ist bei Neufriedenheim (3 km westlich der Theresienhöhe und ungefähr in der Profillinie liegend) nachgewiesen worden, besteht aber hier aus Flinzmergel. — Ausbisse des Tertiärs sind, wie unser Profil zeigt, nur im heutigen Isartal zu erwarten.³⁾

¹⁾ K. W. v. GÜMBEL: Geologie von Bayern. 2. Bd. S. 367.

²⁾ K. W. v. GÜMBEL: Grundzüge für die Erforschung d. geol. Beschaffenheit des Bodens und Untergrundes v. Stadtgebiete Münchens. 1. Ber. üb. d. Verh. u. Arb. usw. 1875. München, Anhang S. 32.

³⁾ Als bisher nicht bekanntes Vorkommen in der nächsten Umgebung von München mag hier der 4—5 m hohe Tertiärhügel im Scharwerksholz bei Puchheim Erwähnung finden.

Haben wir nun gesehen, daß der tertiäre Boden verhältnismäßig eben war, auf dem die Geröllschichten in der Diluvialzeit zur Ablagerung kamen, so ist uns auch verständlich, daß die Schmelzwässer, welche den eiszeitlichen Gletschern entströmten und unser Stadtgebiet durchflossen, leicht ihren Lauf verändern, sich selbst den Weg verlegen und so ihre Fracht, Kies und Sand, über eine große Fläche ausbreiten konnten. Der älteste der diluvialen Schotter, welcher noch am Südrande der Stadt nachgewiesen ist, ist der Deckenschotter. 3 km südlich der Profillinie ist er mit 5 m tiefen geologischen Orgeln bei Kanalarbeiten an der Boschetsrieder Schule aufgeschlossen worden. Weiter nördlich, in der eigentlichen Stadt wurde er nirgends mehr angetroffen. Die Bezeichnung „Münchener“ Deckenschotter ist insofern nicht ganz zutreffend. Ich möchte auch nicht annehmen, daß er wohl ursprünglich viel weiter nordwärts reichte, aber wieder zerstört und fortgeführt worden ist. Wenigstens habe ich in Aufschlüssen des Hochterrassenschotters keine Anhaltspunkte hierfür gefunden.

In der Linie unseres Querschnitts erscheint unmittelbar über dem Tertiär der Hochterrassenschotter als Schotter der vorletzten (Riß-) Vereisung. An seiner Zusammensetzung nehmen sandige Beimengungen einen sehr wesentlichen Anteil; sie lassen sich in unserem Gebiet durch Aufarbeitung der vielfach sandigen Tertiärunterlage recht wohl erklären. Die größte Mächtigkeit, etwa 10 m, zeigt der Schotter auf dem östlichen Hochgelände, wo er noch in seinem Gesamtbestande erhalten blieb. Außer einer 1—2 m tiefen Verwitterungsschicht von sehr steinigem Lehm trägt der hier stellenweise verfestigte Schotter der Hochterrasse, welche von Ramersdorf bis Oberföhring 3,25 ‰ Gefälle hat, eine 2 bis 3 Meter mächtige Decke von Löß bzw. kalkfreiem Lehm, welche den Rohstoff für ausgedehnten Ziegeleibetrieb bildet. Früher war der Schotter durch eine große Grube an der Bavaria¹⁾ aufgeschlossen. Außer den großen Gruben am rechten Isarufer²⁾ bietet seit einigen Jahren die ausgedehnte städtische Kiesgrube im Luitpoldpark eine sehr gute Gelegenheit den Hochterrassenschotter in geringer Tiefe unter dem jüngeren Kies der Altstadt-Stufe zu beobachten. Die Aufschlüsse, welche mit dem Fortschreiten des Abbaues manche interessante Einzelheiten ergeben, werden seit Jahren vom Vorstande der Geologischen Landesuntersuchung, Herrn Oberbergdirektor Dr. O. M. REIS, aufmerksam in ihren Veränderungen verfolgt. Eine kleinere Grube, in der gleichen Stufe an der Belgradstraße am Anfange des Krieges angelegt, zeigte ebenfalls in nicht ganz 2 m Tiefe den Hochterrassenschotter; in beiden Fällen ist die sichere Altersbestimmung durch Konchylieneinschlüsse möglich gewesen, deren Beschreibung wir dem leider schon verstorbenen Entdecker einer Konchylienfauna des Hochterrassenschotters im Luitpoldpark, Dr. RICH. SCHRÖDER, verdanken.³⁾

Die Hochfläche im Profil gehört von der langgestreckten Hochterrasseninsel östlich der Isar abgesehen der Niederterrasse A. PENCKS an; sie breitet sich noch weiterhin in der Umgebung aus und wird daher auch als Münchner Ebene bezeichnet. Diese Terrasse wird aufgebaut aus dem Schotter der letzten (-Würm-) Vereisung und stellt daher eine Ablagerung des jüngsten fluvioglazialen Schotters in unserem Gebiet dar. Ihr Gefälle beträgt vom Sendlinger Oberfeld bis zum

¹⁾ A. SCHWAGER: Analysen von Gesteinen der Münchener Gegend u. s. w. Geogn. Jahreshfte. 12. Jahrg. München 1899. S. 11.

²⁾ A. ROTHPLETZ: loc. cit. 144 und A. SCHWAGER loc. cit.

³⁾ R. SCHRÖDER: Die Konchylien des Münchner Gebietes vom Pleistozän bis zur Gegenwart. Nachr. Bl. Deutsch. Malakozool. Ges. H. 3 u. 4. 1915.

Exerzierplatz Oberwiesenfeld $4,65\text{‰}$, ist also erheblich größer als jenes der Hochterrasse auf ungefähr dieselbe Erstreckung. Der Kies ist im allgemeinen größer, weniger sandig, ohne Verkittung und erreicht im Gebiet der Stadt nicht die Mächtigkeit des Hochterrassenschotter und auch in seiner lehmigen Verwitterung selten $1\frac{1}{2}$ m, meist bloß 2—4 dm Mächtigkeit. Näheres über den Niederterrassenschotter findet sich in den Arbeiten von L. v. AMMON, A. SCHWAGER, A. PENCK, W. KOEHNE und namentlich in den Erläuterungen zu den bisher erschienenen Blättern der Umgebung von München.

Außer der Hochfläche westlich der Theresienhöhe und zu beiden Seiten der Lehminsel besteht nach L. v. AMMON und A. PENCK¹⁾ auch die mittlere Stufe, welche den größten Teil der Stadt, besonders die Altstadt, trägt und die wir deshalb „Altstadtstufe“ nennen wollen, aus Niederterrassenschotter. R. SCHRÖDER, der einige Aufschlüsse am Rande der Stufe gegen das Jungalluvium bei Freimann untersuchte, rechnet die Stufe nicht mehr zum Diluvium, sondern hält sie wegen der Ähnlichkeit der darin gefundenen Konchylienfauna mit der heutigen für eine Bildung der „Übergangszeit.“ Das entspricht ungefähr der schon vorher mündlich vertretenen Ansicht W. KOEHNES, der wegen der Höhenlage und der häufig dunkleren Färbung des Verwitterungslehmes dieser Stufe ein altalluviales Alter für wahrscheinlich hielt. Auch ich habe mich seit langer Zeit mit dieser Frage beschäftigt und bin zu der Überzeugung gekommen, daß die Stufe nicht mehr zum Diluvium, zur Niederterrasse gerechnet werden kann. Bestimmend waren für mich hauptsächlich zwei Gründe: einmal trennt sie von der Niederterrasse eine lange Zeit der Erosion, zum zweiten ist ihr Gefälle kaum mehr verschieden von dem der jüngsten Anschwemmungen im Bereiche der Stadt. Die Stufe entwickelt sich am linken Ufer des Flusses bei Thalkirchen, gut 20 m tiefer als die Niederterrasse von Obersending; am Fuße der Theresienhöhe liegt sie noch rund 10 m tiefer und erst bei Riesenfeld im Norden der Stadt beginnt sich der Stufenrand zu verwischen, so daß sie von der Niederterrasse nicht mehr unterschieden werden kann. Von Thalkirchen bis zum Neuen Schwabinger Friedhof fällt die Stufe um $2,47\text{‰}$, das Jungalluvium an der Isar vom Tierpark Hellabrunn bis zur Hirschau, also auf dieselbe Entfernung, um $2,41\text{‰}$. Ich rechne die Stufe daher entschieden zum Alluvium, und zwar, da sie gegen das Jungalluvium durch einen deutlichen Erosionsrand, der bis in den Tertiäruntergrund durch die ganze Stadt hindurch kenntlich ist,²⁾ abgegrenzt werden kann, zum älteren Alluvium. Dem widerspricht der faunistische Befund keineswegs, und selbst das auffällige Vorkommen älterer Formen, besonders von *Succinea oblonga elongata* A. BRAUN³⁾ scheint mir eher für die Beteiligung von umgelagertem Hochterrassenschotter zu sprechen, als ein diluviales Alter der Stufe zu beweisen.

Daß unter dem jungen Kies unserer Altstadt-Stufe ein Rest von älterem Schotter erhalten geblieben ist, hatte schon A. PENCK 1881 als wahrscheinlich angenommen. Später ist er wieder davon abgekommen.⁴⁾

Als eine Isarstufe des älteren Alluviums, welche also unserer „Altstadt-Stufe“ entspricht, möchte ich die „Mühltalstufe“ am rechten Isarufer, etwas nördlich von Schäftlarn, auffassen. Sie liegt mit

¹⁾ Im Profil von 1881 noch nicht.

²⁾ M. NIEDERMAYER: Oberflächengestalt u. Untergrundsverhältnisse Münchens. Festschr. 71. Vers. Deutsch. Naturforscher u. Ärzte. München. S. 9.

³⁾ R. SCHRÖDER: loc. cit. S. 51.

⁴⁾ A. PENCK u. E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Bd. 1909. S. 70.

durchschnittlich 580 m Meereshöhe 55 m tiefer als die Niederterrasse und 30 m über der Isar. Auch hier ist die Stufe durch tiefgehende Erosion von der Niederterrasse getrennt; über der Terrasse, welche einen Flinzsockel hat, steht am Gehänge Deckenschotter, Hoch- und Niederterrassenschotter an.

Über das Jungalluvium im Stadtgebiete ist nicht viel zu sagen. Daß es völlig in den Flinzuntergrund eingesenkt ist, wurde schon erwähnt. Bemerkenswert ist die Rinne, welche zwischen den beiden Isararmen eingesnagt ist. Während die Museumsinsel hier am Süden, wo sie der Erosion am stärksten ausgesetzt ist, nur mehr aus der jüngsten Kiesaufschüttung, bereits mit Kulturresten vermischt, besteht, hat sich der Flinzsockel am Nordende der Praterinsel noch erhalten. Zweifellos ist im jüngsten Zeitabschnitt der Einfluß des Menschen auf die Tätigkeit des Flusses infolge von Korrektion, Tieferlegung, Stauung u. dergl. sehr wesentlich.

Soweit sich nun an der Hand des Querschnittes die Einzelheiten im geologischen Bau verfolgen lassen, wollen wir noch kurz den Werdegang des Isartales im Münchner Stadtgebiet seit der Tertiärzeit skizzieren, wobei auf das überaus anschauliche Blockdiagramm meines Freundes und Kollegen, Herrn Dr. M. SCHUSTER, besonders hingewiesen sei.

Das ältere Diluvium ging über unser Gebiet hinweg ohne besondere Spuren in der ebenen Tertiärlandschaft zu hinterlassen. Das Landschaftsbild änderte sich erst wesentlich, als die Gletscher der Rißvereisung herannahten und ihre Schmelzwässer den Tertiärboden mit Kies und Sand zudeckten.¹⁾ Unsere Gegend blieb nun ein Gebiet der Aufschüttung, so lange die Rißgletscher sich in der Nähe hielten. Als aber mit dem Rückzug der Eismassen ins Gebirge die Schmelzwasser wieder spärlicher flossen, begannen sie sich in die Kiesflächen, die sie lange Zeit hindurch ausgebreitet hatten, allmählich einzutiefen. Denn durch die Aufschüttung von Moränen und Schottern hatten sich die Gefällsverhältnisse völlig geändert und suchten nach einem Ausgleich. So blieb schließlich von der Kies- und Sanddecke nur mehr ein länglicher Inselrest stehen, der von Ramersdorf bis Ismaning reicht, und westlich, ebenfalls von Süd nach Nord sich erstreckend, zeugen nur mehr vier zum Teil unansehnliche Reste bei Solln, Milbertshofen und Feldmoching von dem alten fluvioglazialen Schotterfeld. Während die Wasser nun durch stetige Änderung ihres Laufes breite Talungen schufen und sie immer mehr vertieften, überzogen sich die Ufer der Hochterrasse mit einer Decke von Löß und Lehm, die sich durch die Tätigkeit des Windes und unter Mitwirkung des Wassers bildete und die Oberfläche des bereits tiefgründig verwitterten Schotters einem weiteren Angriff der Atmosphären entzog. Noch lange jedoch, bevor die Eintiefung den tertiären Untergrund überall erreicht hatte, schoben sich die Eismassen neuerdings ins Vorland und häuften zum letztenmal ihren Schutt am Rande des Gletschers auf, der südlich der Stadt bei Schäftlarn lag. Die dem Eise entströmenden Schmelzwasser, die unser Gebiet durchzogen, erhöhten wieder den Talboden durch Ablagerung von Geröll und Sand und füllten allmählich die breiten Talungen zwischen den Hochterrassenresten nahezu völlig auf. So entstand die Münchner Ebene als Schotterfeld der letzten Vereisung. Mit dem schrittweisen Zurückweichen der Eismassen nahmen die Schmelzwasser schließlich wieder ab, und als die Gletscher gänzlich aus dem Vorland verschwunden waren, traten die alten Flüsse von den Talmündungen der Alpen her wieder an Stelle der Schmelzwasser, um sich durch den Moränenschutt und die Kiesflächen einen Weg zur Donau zu bahnen. In unserem Gebiet

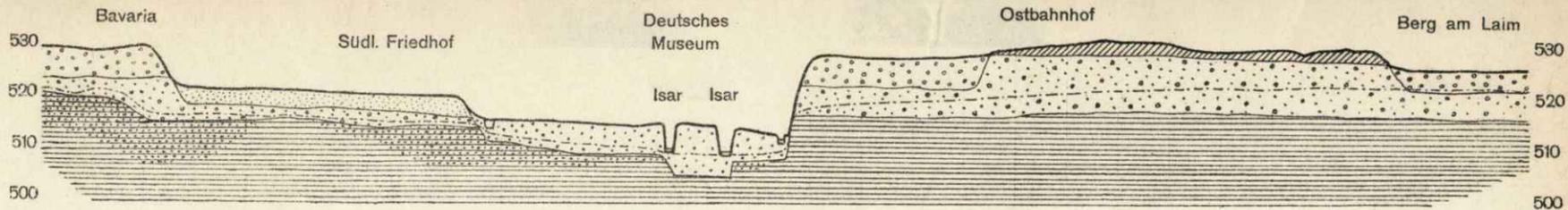
¹⁾ A. ROTHPLETZ glaubt Anzeichen dafür gefunden zu haben, daß das Stadtgebiet bei einem vorübergehenden Vorstoß vom Eise selbst erreicht wurde. loc. cit. S. 144—146.

war es die Isar, welche die vielen Wasserarme sammelte und anfang das gestörte Gefälle zu überwinden, ein gleichmäßigeres herzustellen. Zu diesem Zwecke mußte der Lauf des Flusses hier von neuem eingetieft werden, und unter häufiger Veränderung der Rinnsale entstand zwischen der Theresienhöhe und dem jetzigen östlichen Steilufer am Auer Mühlbach das alte breit angelegte Isartal in der Münchner Ebene. Daß beide Ufer im Bereich der Stadt dieser Ebene, die wir nun nach A. PENCK als Niederterrasse bezeichnen müssen, angehörten, war wohl nur anfänglich der Fall. Im weiteren Verlaufe der Erosion, als die Isar immer mehr nach Osten abdrängte und nördlich unserer Profillinie auch die Hochterrasse gewann und anagte, blieb dort das stärker fallende Westufer an Höhe etwas zurück gegenüber dem Ostufer zwischen Bogenhausen und Oberföhring.

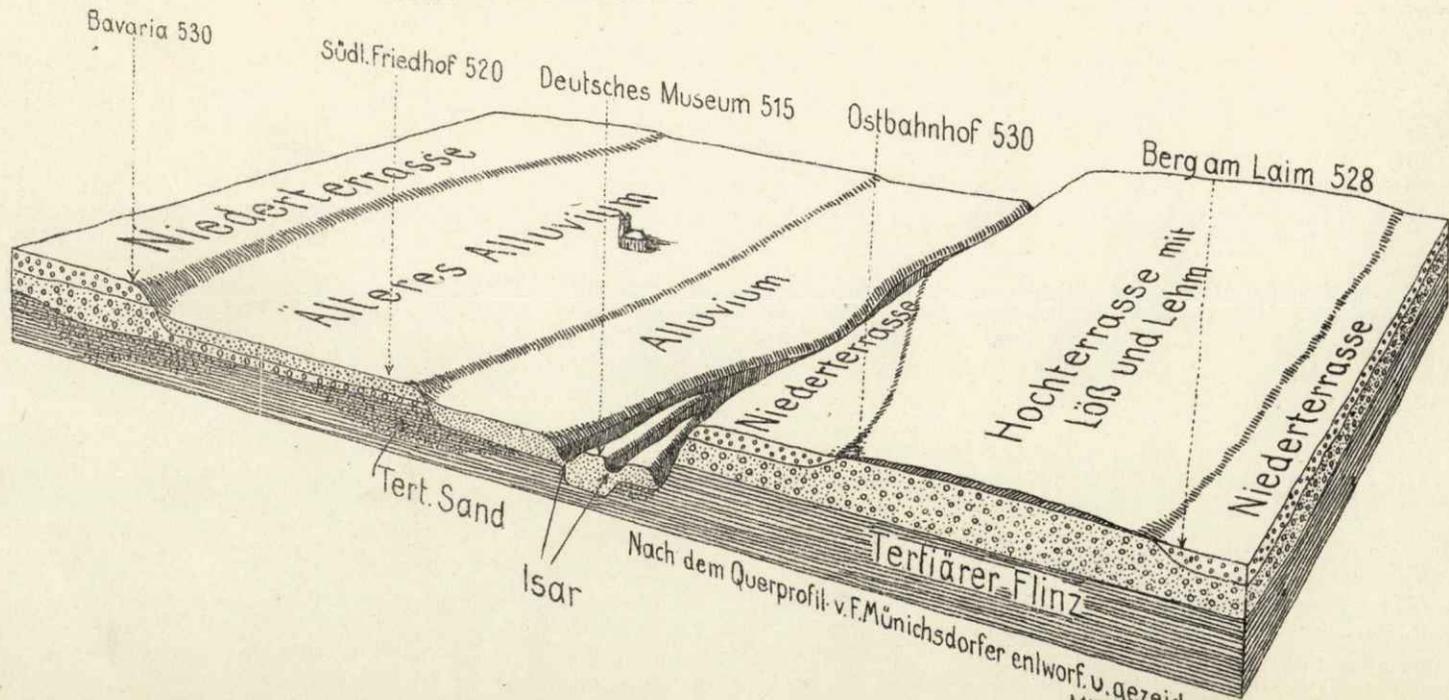
Mit zunehmender Vertiefung des Flußbettes war der Niederterrassenschotter durchsägt, der liegende Hochterrassenschotter angegriffen und bis auf einen kleinen Rest zerstört und fortgetragen worden. Da wechselte der Fluß seine Haupttätigkeit;¹⁾ er schüttete vorübergehend mehr auf als er forttrug, verließ aber bald die Westhälfte seines Flußbettes, die Altstadtstufe, und setzte seine hauptsächlich einschneidende Arbeit im östlichen Teile fort. Hier war bald der tertiäre Untergrund erreicht und das ganz eingegengte Isarbett im Flnz eingesenkt. Zuletzt erhöhte sich der Talboden allmählich wieder durch vermehrte Aufschüttung; doch blieb ein kleiner Stufenrand zum verlassenen westlichen Flußbett durch das ganze Stadtgebiet hindurch deutlich erhalten. Dieser tiefste Teil des Isartals, der in 1 km breitem Streifen den Fluß begleitet, stellt daher den jüngsten Boden der Stadt, das jüngste Alluvium der Isar dar.

Zum Schlusse sei noch auf die gestrichelte Linie hingewiesen, welche den Stand des Grundwassers in den verschiedenen Stadtteilen angibt. Sie ist der großen Grundwasserkarte entnommen, welche nach den Beobachtungen des städtischen Kanalbauamts im Jahre 1907 angefertigt wurde. Man ersieht daraus, daß das Grundwasser westlich der Isar in geringem Abstände der Tertiärobergrenze folgt und nur östlich des Flusses in etwas größere Höhe aufsteigt. Der Grundwasserstand erweist sich somit, wie aus dem Profilabschnitt westlich der Isar unzweideutig hervorgeht, unabhängig von der sandigen oder mergeligen Ausbildung des Wasserbodens, des Flnzuntergrundes. Bestimmend für seine Höhe über dem Wasserboden dürfte vor allen anderen Faktoren die Zusammensetzung der Geröldecke nach der Korngröße sein.

¹⁾ Hier bei München, im ausgesprochenen Mittellaufe der Isar, war der Fluß am leichtesten in stände auf tektonische oder klimatische Einflüsse hin seine Haupttätigkeit, Aufschüttung oder Einengung, zu ändern.



- | | | | | | | | | | |
|-------------------------|---|-------------|----------|---|-------------------------|----------|---|-------------------------------|--|
| Tertiär
(Obermiozän) |  | Flinzmergel | Diluvium |  | Hochterrassenschotter | Alluvium |  | Ältere Anschwemmung der Isar | --- Grundwasserstand
vom Jahre 1907 |
| |  | Flinzsand | |  | Löß und Lehm | |  | Jüngste Anschwemmung der Isar | |
| | | | |  | Niederterrassenschotter | | | | |



Nach dem Querprofil v. F. Münchsdorfer entworfen u. gezeichnet v. Mth. Schuster.

Münchsdorfer

Das Eisenerzlager von Langenbach bei Bad Steben.

Von

Bergrat Haf.

(Mit zwei Abbildungen.)

Roteisenvorkommen bei Langenbach.

400 m nordwestlich vom Dorfe Langenbach bei Bad Steben tritt in devonischen Diabas- und Schalsteinbildungen ein Roteisenerzhorizont auf, der vom bayerischen Bergärar von 1913 ab aufgeschlossen und während des Krieges in Abbau genommen worden war.

Der erste Aufschluß bestand in einem tonnlägigen Schacht, der auf dem Eisenerzlager bis zu einer Tiefe von 83 m niedergebracht wurde. Mit diesem Schacht wurde das Erzlager in einer wechselnden Mächtigkeit bis zu 3 m aufgeschlossen. Das Liegende des Lagers im Schacht ist Schalstein, das Hangende ein kieseliger, rauher, dunkelgrauer, meist rötlich gefärbter Tonschiefer. Das Erz begann bei 5 m unter Tage, indem es sich keilförmig zwischen Schiefer und Schalstein anlegte. (Vgl. Abb. 1.) Bei 15 m Tiefe erreichte es eine Mächtigkeit von 1,0 m. Bei dieser Tiefe trat in dem bisher regelmäßigen Einfallen von 30° plötzlich eine Änderung ein. Durch eine scharfe Knickung (Flexur) ging das Einfallen auf eine kurze Erstreckung auf 80° über, um gleich darauf wieder auf $50-60^{\circ}$ umzubiegen. Bei 17 m Schachttiefe betrug die Erzmächtigkeit 1,3 m, brach aber dann plötzlich an einer Kluft, welche den Schacht annähernd rechtwinklig durchsetzt, sehr steil und widersinnig einfällt, ab, um hinter der Kluft in unregelmäßiger wellenförmiger Ausbildung und geringer Mächtigkeit fortzusetzen. Hinter der Kluft begannen sich im hangenden tonigen Kieselschiefer Erzschnüre einzustellen. Bei 26 m Schachttiefe trat nach vorübergehendem gänzlichen Auskeilen des Erzlagers eine abermalige Zunahme der Mächtigkeit ein, welche bei 35 m einen Betrag von 1,6 m erreichte und das ganze Schachtprofil einnahm. Gleichzeitig mit dieser Entwicklung vermehrten und verdichteten sich die Erzschnüre im hangenden Schiefer und bildeten bereits in gleicher Tiefe eine geschlossene Oberbank von 1,4 m Mächtigkeit, welche nur mehr dünne Schieferbänder enthielt. Bei 26 m Tiefe verflachte sich das steile Einfallen wieder und ging allmählich beinahe in die Horizontale über, um dann bei 38 m Tiefe wieder auf $30-35^{\circ}$ umzubiegen. Die geschlossene Erzführung der liegenden Bank von 1,6 m Mächtigkeit hielt bis 48 m Tiefe an, verringerte sich dann wieder auf 1,0 m, schnürte sich bei 61 m weiter ein und löste sich dann in einzelne schwache Bänke auf, welche bald ganz verschwanden. Gleichzeitig nahm auch der Erzreichtum der hangenden Bank ab, welche in einen rot gefärbten Schiefer übergang, der sich unterhalb des Auskeilens der Liegendbank

direkt auf den liegenden Schalstein auflegte. Erst bei 66 m Schachttiefe stellte sich zwischen Schalstein und Schiefer wieder eine 0,2 m mächtige Erzbank ein, welche nach unten hin noch etwas an Mächtigkeit zunahm. Gleichzeitig traten auch wieder im hangenden Schiefer, von der liegenden Erzbank durch ein Schalsteinzwischenmittel getrennt, mehr oder weniger geschlossene Erzbänder auf eine Höhe von 0,5 m auf. Bei 70 m verloren sich auch diese Erzspreuen wieder; bei 77 m traten abermals vereinzelt kleinere linsenförmige Erzester im Schiefer auf. Bei 83 m wurde eine nahezu senkrecht einfallende Störung angefahren, welche den Erzhorizont im Einfallen abschnitt. Damit wurde das Abteufen eingestellt.

Das beiliegende Profil durch den Flachsacht (Abb. 1) zeigt die geschilderte Erzführung.

Bei 60 m Schachttiefe wurden nahe am Auskeilen des Lagers nach Norden und Süden Strecken ausgefahren (vgl. Abb. 2). In der Strecke nach Norden betrug die Erzmächtigkeit des Lagers bis zu 24 m Streckenlänge 1,3—1,0 m und nahm dann allmählich bis auf 0,3 m bei 40 m Streckenlänge ab. Hier ist der Erzhorizont durch eine steil einfallende, spießwinkelig zur Streichrichtung verlaufende Störung abgeschnitten und um 27 m ins Liegende verworfen. Hinter der Störung wurde der Erzhorizont ohne Erzführung angefahren; nur am Liegenden zeigten die hangenden Schiefer eine schwache Vererzung, im übrigen nur schwache Rotfärbung. Die Auffahrung nach Norden wurde bis auf 236 m zu Felde geführt, ohne daß eine wesentliche Besserung in der Erzführung eintrat. Bei 178 m Entfernung vom Schacht ist der Erzhorizont abermals durch eine größere Störung mit Streichen N. 60° W. (obs.) und einem Einfallen von 70° N. abgeschnitten. Ihr folgte in einer Entfernung von 6 m eine weitere der obengenannten parallel laufende Störung. Durch diese beiden im gleichen Sinne wirkenden Störungen ist die Fortsetzung des Erzhorizontes ins Hangende verschoben. Der Betrag der Verwerfung in horizontaler Richtung ist ca. 80 m, wie sich aus der Auffindung des Erzhorizontes hinter den Störungen über Tage feststellen ließ.

In der Strecke nach Süden wurde das Erzlager in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 0,8 m bis auf eine Länge von 17,5 m aufgeschlossen. Von da ab verringerte sich die Mächtigkeit allmählich bis auf 0,4 m bei 21,5 m Streckenlänge, wo die Fortsetzung des Lagers durch eine Querstörung, welche ungefähr parallel den beiden letzten Störungen in der Nordstrecke streicht und mit 65° N. einfällt, abgeschnitten ist. Hinter der Störung traf man liegendes Gestein an. Die Sprungkluft war zum Teil mit Schwefelkies-durchsetzten Erzkrümmern, mit Kalkspat und quarziger Gangart mit geringer Kupferkiesführung ausgefüllt. Die Ausrichtung der Störung traf bereits bei 8 m Auffahrung im Liegenden der Kluft ein kalkiges Rot-eisenerzlager von 2,0 m Mächtigkeit an. Dieses wurde streichend auf eine Länge von 13,0 m verfolgt, der Vortrieb jedoch wieder eingestellt, weil das Vorkommen sehr unrein war und sich alsbald herausstellte, daß es sich hierbei nicht um die gesuchte Fortsetzung des vor der Störung aufgeschlossenen Lagers handelte, vielmehr um ein Vorkommen im liegenden Schalstein. Die Auffahrung wurde daher hinter der Störung querschlägig fortgesetzt. Hierbei durchhörte man zunächst im Hangenden des Schalsteinlagers noch drei Erzbänke von je 0,5 m Mächtigkeit, welche sowohl von diesem als auch unter sich durch 0,2—0,3 m mächtige Zwischenmittel von geschichtetem Schalstein getrennt waren. Bei 56 m Querschlaglänge traf man eine senkrecht einfallende, spießwinkelig zur Auffahrrihtung verlaufende Störung an. In die Störungskluft hineingeschleppte, gebleichte Schieferschichten,

die hinter der Störung in der Streckensohle mit flachem Einfallen fortsetzten, deuteten darauf hin, daß es sich dabei um den gesuchten Erzhorizont handelte, der durch die Störung im Einfallen abgeschnitten war.

Gleichzeitig mit der Ausrichtung in der 60 m-Sohle hatte man auch von einer bei 40 m Schachttiefe im Erzlager angesetzten Abbaustrecke aus die Ausrichtung der das Erzlager nach Süden abschneidenden Störung in Angriff genommen. Auch hier traf man bei 10 m Entfernung von der Störungskluft zunächst auf das Erzlager im liegenden Schalstein. Dieses hatte im Querschlag eine Mächtigkeit von 2,8 m, wovon eine liegende Bank von ca. 1 m Mächtigkeit sehr unrein und kalkig war. Bei der weiteren streichenden Verfolgung des Lagers nahm die Mächtigkeit rasch ab. Sie verringerte sich auf 0,8 m bei 13,0 m Streckenlänge und gleichzeitig verschlechterte sich die Beschaffenheit des Erzes. Bei 16 m Auffahrung scherte das Vorkommen unter hakenförmiger Umbiegung an einer steil einfallenden Verschiebungskluft völlig aus. Die Fortsetzung der querschlägigen Ausrichtung traf bei 44 m Entfernung von dem abgeschnittenen Hauptlager den Erzhorizont wieder an. Die Erzführung war jedoch sehr schwach und zeigte nur eine 10–20 cm starke vererzte Bank am Liegenden. Das Einfallen der Schichten war sehr flach und betrug nur 19° . Bei 62 m Querschlaglänge traf man die in der 60 m-Sohle bereits angefahrne Verwerfung wieder, durch welche die hangenden Schiefer abgeschnitten wurden. Der in der Mittelsohle aufgeschlossene Erzhorizont ist bis auf eine Länge von 130 m vom Querschlag ab streichend verfolgt worden. Dabei wurden bei 14,5 und 77 m zwei weitere spießwinkelige Störungen durchörtert. Die Auffahrung fand ihr Ende an einer mit $40\text{--}50^{\circ}$ nach Norden einfallenden Querstörung. Auf der ganzen überfahrenen Strecke erwies sich die Erzführung als sehr schwach. Sie bestand bei 19,5 m Streckenlänge nach Durchörterung der ersten Störung in einer 0,4 m mächtigen Erzbank auf dem Liegenden, die bis 26 m Auffahrung auf 0,7 m zunahm, um dann rasch wieder abzunehmen. Bei 31,5 m waren noch zwei schwache Erzbänke von 0,2–0,3 m Mächtigkeit, durch ein Schiefermittel getrennt, vorhanden, welche sich schließlich bei 48 m Auffahrung gänzlich verloren. Hinter der zweiten Störung stellten sich bei 100 m nochmals einzelne schwache Erzbänder im hangenden Schiefer ein, welche bis 10 m vor Ort anhielten. Das Einfallen der Schichten wurde hinter der ersten Störung unvermittelt steil und betrug bis zu 50° . Hinter der zweiten Störung wurde eine weitgehende Zerstückelung und Faltung des Lagers festgestellt. Die Schieferschichten wurden nach Süden hin immer schwächer und verloren sich schließlich bei 124 m gänzlich. An ihre Stelle traten geschichtete Schalsteine.

Im Zusammenhang mit den Aufschlüssen in der Grube wurden zur weiteren Orientierung über die Fortsetzung des Lagers nach Süden von einem 175 m südlich vom Flachsacht gelegenen im Hangenden angesetzten alten Stollen aus Aufschlüsse durch Aufwältigung dieses Stollens ausgeführt. Dabei wurde der Quersprung am Ende der südlichen Auffahrung in der Grube durchörtert und dahinter ein alter, zum Teil wieder versetzter Abbau aufgeschlossen, an dessen nördlichen Rändern zwischen Mandeldiabas im Liegenden und einer schwachen Schieferschicht im Hangenden eine Erzbank von durchschnittlich 0,2 m Stärke anstand. Der alte Abbau hatte eine streichende und einfallende Ausdehnung von je 8 m. Nach oben hin keilte die Erzbank völlig aus. Das hier abgebaute Erzvorkommen entspricht dem Erzhorizont in der Mittelsohle zwischen den beiden letzten Störungen. Die Sohlendifferenz beträgt nur 7 m.

Die im vorausgehenden beschriebenen Grubenbaue sind in beiliegender Skizze (Abb. 2) in Grund- und Aufriß schematisch dargestellt.

Der Abbau in der Grube erstreckte sich auf das mit dem Flachschat von 30—60 m Tiefe aufgeschlossene, zwischen den bei 40 m nördlich und 21,5 m südlich auftretenden Störungen liegende Erzlager. Während der südlich vom Gesenk liegende Lagerteil fast gänzlich abgebaut werden konnte, mußte der nördliche Abbau schon bei einer streichenden Erstreckung von 25 m wegen starker Verkieselung des Erzes eingestellt werden. Nach beiden Richtungen trat entsprechend den Aufschlüssen in den beiden Sohlstrecken eine allmähliche Abnahme der im Gesenk bis zu 3 m betragenden Mächtigkeit sowohl als ein beträchtliches Sinken des Eisengehaltes bis zur Unbauwürdigkeit ein.

Das liegende Nebengestein des Erzvorkommens ist nicht einheitlich. Während im Flachschat da, wo das Lager die größte Mächtigkeit aufwies, im Liegenden ein dichter, dunkelgrüner Schalstein vorhanden ist, in dem zahlreiche kleine Einschlüsse von Roteisenerz in Form von Streifen und Nestern auftreten, welche durchgehends an Kalkspateinschlüsse gebunden sind, stellt sich nach Norden und Süden alsbald Kugelmandelsteindiabas ein. Die Kugelbildungen sind an der Grenze gegen den Schalstein zunächst noch von kleinen Dimensionen und in einem Schalsteinmittel eingebettet. Mit der Zunahme der Größe der Kugeln wird dieses jedoch völlig verdrängt. An Stelle des Kugelmandelsteindiabases tritt vielfach auch dichter Diabas im Schalstein auf. Es ist bezeichnend, daß dieser Wechsel in den liegenden Schichten mit einer gleichzeitigen Abnahme der Erzführung unverkennbar verbunden ist, eine Erscheinung, die auch im Nassauischen Roteisenerzbezirk beobachtet wurde. Eine größere Beständigkeit zeigen die hangenden kieseligen Ton-schiefer. Sie halten auf eine große Erstreckung hin aus, schwanken aber stark in ihrer Mächtigkeit. Diese ist am größten in der 60 m-Sohle am Schacht, wo sie durch einen Aufbruch in einem Betrage von 5,0 m festgestellt wurde, und hinter dem ersten südlichen Quersprung, wo die Schiefer im Ausrichtungsquerschlag der Mittelsohle auf eine horizontale Länge von 15,0 m durchörtert wurden, was bei dem flachen Einfallen von 19° einer wirklichen Mächtigkeit von 6,0 m entspricht. In einer Entfernung von 25 m vom Querschlag beträgt diese nur mehr 2 m. Die rasche Schwächung ist hier augenscheinlich auf Ausquetschungen zurückzuführen. Weiter nach Süden keilen die Schiefer, wie erwähnt, gänzlich aus. Auch nach Norden hin nimmt die Mächtigkeit der Schieferschichten allmählich ab, sie beträgt am Ende der nördlichen Auffahrung noch 1 m. Die Schiefer enthalten vielfach große Schwefelkieswürfel, teils vereinzelt, teils in größeren Mengen.

Tektonisch ergibt sich aus den Aufschlüssen folgendes Bild:

Das mit dem Flachschat aufgeschlossene Roteisenerzlager wird sowohl in südlicher wie in nördlicher Richtung durch Verwerfungen abgeschnitten. Die nördliche Verwerfung begrenzt infolge ihres sehr spitzwinkeligen Verlaufes zur Streichrichtung die Fortsetzung des Erzhorizontes auch im Einfallen. Die Sprunghöhe dieser Verwerfung berechnet sich aus der aufgeschlossenen Sprungweite zu 8,0 m, vorausgesetzt, daß ein Absinken in der Fallinie stattgefunden hat. Hiefür sind Beweise allerdings nicht zu erbringen. Andererseits sind aber auch keinerlei Beobachtungen gemacht worden, die darauf hindeuten, daß eine Verschiebung in horizontaler oder in einer von dieser wenig abweichenden Richtung erfolgt ist. Gegen eine horizontale Verschiebung spricht der Umstand, daß die Ausbildung des Erzhorizontes hinter der Störung eine andere ist als vor der Störung. Auch das Ein-

fallen ist wesentlich flacher. Zwischen dieser Störung und der Querverschiebung bei 178 m Auffahrung erscheint der abgesunkene Gebirgskeil, wie der gewundene Verlauf der streichenden Auffahrung in diesem Abschnitt ersehen läßt, in sich geknickt und gestaucht, so daß die Generalstreichrichtung von jener des Hauptlagers zum Teil erheblich abweicht und eine wesentliche Verkürzung der ursprünglich ungestörten Erstreckung stattgefunden hat. Der Querverwerfer bei 178 m Streckenlänge muß als ein Geschiebe mit horizontaler Verschiebung ins Hangende gedeutet werden. Hierauf weisen deutliche horizontal verlaufende Rutschstreifungen hin, die an einer Stelle an der Kluftwand beobachtet werden konnten, ferner der Umstand, daß eine Schieferscholle aus dem Erzhorizont unmittelbar an der Anfahrstelle der Störung etwas ins Hangende verschoben war und eine weitere größere Scholle in einer Entfernung von nur 15 m im Hangenden angetroffen wurde, während bei einem Versuch ins Liegende Gesteinstrümmer aus dem Erzhorizont in der Verwerfungsspalte sich nicht zeigten. Über das Alter der beiden das Hauptlager nach Süden und Norden abschneidenden Störungen brachte ein Versuch Aufschluß, der vom Querschlag der Mittelsohle aus ins Hangende des Hauptlagers entlang der südlichen Verwerferkluft ausgeführt wurde. Dabei ergab sich, daß die von Nordosten kommende Kluft am südlichen Querverwerfer abstieß; ihre Fortsetzung nach Südwesten wurde erst nach einer weiteren Auffahrung von 13 m wieder angetroffen. Sie ist daher durch den südlichen Sprung um diesen Betrag ins Liegende verworfen (bezogen auf das Einfallen der Schichten). Letzterer ist daher die jüngere Verwerfung und man muß annehmen, daß dies auch für die anderen mit ihm gleichgerichteten Störungen zutrifft. Auch bei diesem Aufschluß wurde auf der südlichen Sprungkluft ein kleines quarziges Gangtrum mit schwacher Kupfer-Schwefelkiesführung angetroffen.

Als typischer Sprung kennzeichnet sich auch die am Ende der südlichen Auffahrung angefahrne Störung durch ihr flaches Einfallen. Hinter der Störung steht liegender geschichteter Schalstein an, wie er bereits im Querschlag der 60 m-Sohle im Hangenden des Schalsteinlagers aufgeschlossen worden war. Der zwischen den beiden südlichen Sprüngen liegende Lagerteil ist durch zwei senkrecht einfallende, sehr spießwinkelig verlaufende Störungen schuppenförmig und gleichsinnig mit der Verwerfungsrichtung der Sprünge voreinander geschoben. Diese Wirkung ist wohl als Folge des Absinkens am zweiten südlichen Sprung zu erklären und daher eine ähnliche Erscheinung, wie sie bereits vom nördlichen Lagerteil beschrieben wurde.

Von Interesse ist noch die Wirkung der ersten südlichen Störung auf die Erzverhältnisse der Grube, da hiedurch das Fehlen der Erzführung hinter dieser Störung eine Aufklärung findet (s. Abb. 2). Wäre das Absinken in der Fallinie erfolgt, so würde diese, wenn man von der Lage des über Tag durch Pingen markierten Ausbisses des Lagerteiles südlich des Verwerfers ausgeht, das Hauptlager etwa 8 m unter der 60 m-Sohle schneiden, d. h. der Ausbiß des Lagers hinter der Verwerfung würde in dem abgesunkenen Lagerteil einem noch etwa 4 m senkrecht unter der 60 m-Sohle liegenden Punkt entsprechen, wo eine Erzführung bereits nicht mehr vorhanden ist. Gegen ein Absinken in der Fallinie sprechen aber zwei Tatsachen. Einmal der Umstand, daß die beinahe senkrecht einfallende nördliche Verwerfung, wie der Aufschluß von der Mittelsohle aus ins Hangende ergeben hat, um 13 m ins Liegende verworfen ist, und dann die Tatsache, daß am Ausbiß der Lagerstätte hinter der Störung Pingen vorhanden sind, also doch

wohl Erz abgebaut wurde. Geht man dabei von dem Betrag der Verschiebung der nördlichen Störung aus, so kommt man zu dem Ergebnis, daß der Ausbiß einem Punkt des Erzlagers vor der Störung entsprechen muß, der ca. 5 m über der 60 m-Sohle liegt. Man muß daher annehmen, daß am Ausbiß des Lagers hinter der Störung noch eine Erzführung vorhanden war, die der an der 60 m-Sohle in der Grube entspricht, so daß der Hauptteil des Erzmittels südlich der Störung überhaupt nicht mehr vorhanden, sondern der Abtragung zum Opfer gefallen ist. Dadurch erklärt sich die Verschiedenheit der Erzführung und der Lagerungsverhältnisse vor und hinter dem ersten südlichen Sprung, welcher letztere hauptsächlich darin besteht, daß der Lagerhorizont vor der Störung mit ziemlich gleichbleibendem Einfallen noch weit unter die 60 m-Sohle niedersetzt, während er hinter der Störung bereits zwischen der Mittel- und 60 m-Sohle zur Muldenbildung übergeht. Das Erzgebiet stellt eine von Norden nach Süden verlaufende Mulde dar, welche durch Staffelbrüche treppenförmig nach Norden abgesetzt ist. Die Sprunghöhe der ersten südlichen Störung ergibt sich zu rund 33 m.

Das Erz.

In der Beschaffenheit der Erze lassen sich im Hauptvorkommen im Flachsacht deutlich zwei Varietäten unterscheiden. Die liegende Bank ist im allgemeinen massiv struiert und zeigt eine prismatisch säulenförmige Absonderung, welche auf Klüfte zurückzuführen ist, die senkrecht auf der Einfallebene stehen und meist in der Streichrichtung aber auch quer und diagonal verlaufen. Die hangende Bank ist geschichtet. Das Erz der Unterbank ist zum Teil derb, am Liegenden durch diabatische Bestandteile verunreinigt und daher stellenweise kieselig, im übrigen aber kalkig. Der Kalkgehalt verrät sich vielfach durch deutlich hervortretende Einschlüsse von Kalkspat, welche dem Erz ein geflecktes Aussehen verleihen (sogen. Schecken). Das kieselige Erz ist häufig als hochroter Eisenkiesel ausgebildet. Bei starker Verkieselung treten Erz und Quarz in der Weise auf, daß die einzelnen Quarzkörner von einer Roteisenerzschale umgeben sind. Gegen das Ausgehende hin ist das Erz von zahlreichen Quarzadern durchzogen, welche von Verwitterungslösungen auf Rissen und Klüften abgesetzt wurden. Die hangende Bank besteht aus einer Wechsellagerung von derben Erzbändern mit mehr oder weniger erzreichen schiefrigen Zwischenlagen. Die Stärke der Erzlagen wechselt von mehreren Dezimetern bis zu wenigen Millimetern, ebenso die der schiefrigen Zwischenlagen, so daß das Erz vielfach ein gebändertes Aussehen erhält. Die Farbe der derben Erzpartien ist dunkelrot bis stahlblau, der Strich dunkel ziegelrot. Unmittelbar am Liegenden sind die Erze mitunter auch grünlich gefärbt und vom Aussehen des Schalsteins. Die liegende Bank hat sich durch zahlreich ausgeführte Analysen im allgemeinen als kalkreicher erwiesen als die hangende Erzpartie. Die Zusammensetzung der Erze ist im ganzen sehr ungleichmäßig. Das Erz des im liegenden Schalstein aufgeschlossenen kleinen Lagers ist ärmer als das des Hauptlagers und sehr kalkreich, enthält aber auch hochwertigere Partien namentlich gegen das Hangende hin. Seine Zusammensetzung entspricht im allgemeinen dem der Flußsteine im Dillenburger Erzrevier. Im Liegenden tritt vielfach Schwefelkies auf.

Zahlreiche Einzelproben aus dem Hauptlager im Flachsacht und aus den Vorrichtungsstrecken schwankten zwischen 55 und 28% Fe, 0,05 und 0,1% P, 9 und 1,5% CaO und 8,5 und 40% R. Diese Proben stammten ausschließlich aus

der liegenden Erzbank. Eine Durchschnittsanalyse von derben ausgesuchten Stücken aus dem Flachsacht ergab folgende Resultate:

Fe	= 45,4 %	Mn	= 0,12 %
SiO ₂	= 24,2 "	P	= 0,086 "
Al ₂ O ₃	= 1,8 "	MgO	= 1,0 "
CaO	= 4,5 "	Glühverl.	3,75 "

Einzelproben aus dem Abbau, wahllos verschiedenartigen Stellen der liegenden und hangenden Bank entnommen, schwankten zwischen 27,5 und 51,5 % Fe, 58 und 21 % R und 13 und 0,6 % CaO.

Den Unterschied der Erzbeschaffenheit zwischen der liegenden und hangenden Bank im Hauptlager zeigen folgende Analysen:

	Fe	R	CaO
1. Liegende Bank			
kieselig	27,4 %	57,9 %	2,56 %
diabasisch	39,2 "	31,8 "	3,16 "
derb	40,8 "	29,9 "	4,28 "
derb	43,2 "	24,0 "	4,92 "
2. Hangende Bank			
schwach gebändertes Erz	51,5 "	22,7 "	0,64 "
desgleichen	45,4 "	31,3 "	0,84 "
stärker mit Schiefer durchwachsen	40,6 "	35,3 "	1,68 "
unrein	32,2 "	48,5 "	1,2 "
vererzter hangender Schiefer	27,9 "	56,8 "	1,44 "
3. Schlitzprobe durch die ganze Mächtigkeit			
	41,5 "	34,6 "	1,96 "

Diese Gegenüberstellung läßt deutlich den höheren Kalkgehalt der liegenden Bank erkennen. Die Eisengehalte der reineren Erze sind in der hangenden Bank im allgemeinen höher als in der liegenden. Der Kalkgehalt nimmt in der liegenden Bank mit dem Eisengehalt zu, in der hangenden ab. Die Rückstandsgehalte sind in der hangenden Bank bei annähernd gleichem Eisengehalt höher als in der liegenden. Die tauben Bestandteile der Erze sind daher in der hangenden Bank kieseliger als in der liegenden. — Die Verschiedenheit der Zusammensetzung des Erzes innerhalb der Erzmächtigkeit vom Liegenden zum Hangenden zeigten auch mehrere Analysen aus dem südlichen Abbau.

Erzproben aus dem Schalsteinlager ergaben folgende Resultate:

	Fe	R	CaO
1. Aus der liegenden Partie	27,4 %	21,2 %	23,6 %
2. Mitten im Ort	35,1 "	24,5 "	14,2 "
3. Am Hangenden entnommen	42,6 "	20,9 "	7,2 "

Im Durchschnitt der Förderung schwankten die Gehalte zwischen 28 und 38 % Fe, 21,5 und 45,7 % R und 1,5 und 12,6 % CaO.

Die Vollanalyse einer großen Durchschnittsprobe vom Lager auf der Hütte hatte folgende Resultate:

Fe	= 33,7 %	MgO	= 2,46 %
Mn	= 0,23 "	CO ₂	= 2,44 "
P	= 0,064 "	H ₂ O	= 1,50 "
SiO ₂	= 34,7 "	S	= 0,10 "
Al ₂ O ₃	= 4,11 "	Cu	= Spur.
CaO	= 4,52 "		

Um die Qualität des Erzes zu verbessern, wurde dieses auf eine bestimmte Korngröße zerkleinert, dann gewaschen und auf einem Leseband einer Hand-scheidung unterworfen.

Die dabei erzielten Ergebnisse veranlaßten, der weitergehenden mechanischen Aufbereitung des Erzes näher zu treten. Ein erster Versuch ließ deutlich die Zunahme des Eisengehaltes mit fortschreitender Zerkleinerung des Materials erkennen. Auch bei einem zweiten Versuch zeigte sich wieder im allgemeinen eine Zunahme des Eisengehaltes bei fortschreitender Aufschließung des Materials. Für die Beurteilung der Zusammensetzung der Erze ist auch von Wichtigkeit, daß sich bei dem Setzmaschinenprozeß Zwischenprodukte ergaben mit einem durchschnittlichen Eisengehalt von 22,3% beim ersten und 21,5% beim zweiten Versuch. Daraus geht hervor, daß das Erzvorkommen nicht aus einem Gemenge von derbem Erz und tauben Verunreinigungen besteht, sondern aus einer innigen Verwachsung von reicheren und ärmeren Partien und daß der Übergang vom reichen zum armen Erz ein allmählicher ist, ferner daß dieser Wechsel innerhalb des Vorkommens nicht an bestimmte Lagen gebunden ist, sondern sich unregelmäßig an jeder beliebigen Stelle und innerhalb enger Grenzen vollzieht. Um daher das reichste Endprodukt aus dieser Verwachsung herauszuholen, wäre die weitgehendste Zerkleinerung des gesamten Rohmaterials erforderlich.

Die vorausgehende Feststellung ist von größter Wichtigkeit für die später zu ziehenden Folgerungen auf die vermutliche Entstehung des Erzvorkommens.

Die beim ersten Versuch gewonnenen Proben und zwar sowohl die der Hauptreihe als die des Zwischenproduktes wurden einer Kontrollanalyse unterzogen und gleichzeitig auch die Gehalte an R, CaO und P bestimmt. Hierbei ergab sich, daß bei zunehmender Anreicherung des Produktes nicht nur die Verunreinigungen SiO₂ und CaO abnehmen, sondern auch der Phosphorgehalt zurückgeht. Die Analysen lassen auch deutlich den höheren Phosphorgehalt der Zwischenprodukte ersehen. Daraus geht hervor, daß dieser hauptsächlich an die armen bzw. tauben Partien im Erz gebunden ist.

Geologische Position der Lagerstätte.

Nach der von KARL WALTHER vorgenommenen Altersbestimmung der Devon-schichten in der Umgebung von Bad Steben würde das beschriebene Erzlager bereits dem Oberdevon angehören. WALTHER verlegt den Beginn des Oberdevons an die Grenze der körnigen Diabase des Mitteldevons, welche auf die mitteldevonischen Sedimentbildungen folgen, gegen die vereinzelt auftretenden „Kieselschiefer ähnlichen“ Sedimente von „adinolähnlichem“ Aussehen bzw. gegen die Schalsteine und Diabasbrekzien. Mitteldevonische Schalsteine sind nach WALTHER im Gebiete von Bad Steben, nicht vorhanden, da nach seiner Auffassung das obere Mitteldevon hier nicht nachweisbar ist. Er läßt daher auf das tiefere Mitteldevon direkt das untere Oberdevon folgen.

Die bergbaulichen Aufschlüsse haben ergeben, daß der Roteisenerzhorizont innerhalb einer mächtigen Schalsteinfazies auftritt. Die Einschaltung von Schiefer-sedimenten ist nur als lokale Bildung aufzufassen, ebenso wie die im Schalstein auftretenden Einlagerungen von dichten Diabasen als Apophysen von jüngeren hochoberdevonischen Diabasen zu erklären sind. Bei der Fossilarmut der Schalsteinfazies ist ihr wirkliches Alter schwer zu bestimmen. Als einziges Fossil wurde eine *Atrypa reticularis* gefunden, die jedoch kein Leitfossil ist. Noch weniger bieten die petrographischen Eigenschaften allein genügende Anhaltspunkte für eine genaue Altersbestimmung. Hinsichtlich der Stellung der Schalsteine im Oberdevon haben neuere Untersuchungen von Dr. O. H. SCHINDEWOLF in Oberfranken den palä-

ontologischen Nachweis erbracht, daß die Schalsteine tatsächlich in das untere Oberdevon hinaufreichen. SCHINDEWOLF spricht aber von der Möglichkeit, daß die Grenze gegen das Mitteldevon noch innerhalb der Schalsteinfazies liegen könnte. Da nun der Erzhorizont bei Langenbach in den tiefsten Partien der von WALTHER als oberdevonisch bezeichneten Schalsteinformation und nahe der WALTHER'schen Grenze Oberdevon — tieferes Mitteldevon auftritt, ist es für dieses Vorkommen immerhin zweifelhaft, ob es nicht noch innerhalb einer mitteldevonischen Schalsteinfazies liegt.

Entstehung.

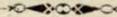
Es erübrigt noch, zu der wahrscheinlichen Entstehung des Langenbacher Rot-eisenerzvorkommens Stellung zu nehmen. BEYSCHLAG und KRUSCH haben sich für eine metasomatische Entstehung durch Verdrängung eines kalkführenden Diabases oder Schalsteins ausgesprochen. Tatsächlich erweckt die unregelmäßige Ausbildung des Lagers im Schachtaufschluß, namentlich der wellenförmige Verlauf der oberen Erzgrenze unterhalb der Kluft bei 17 m und das Auskeilen des Lagers an der 60 m-Sohle den Eindruck, daß diese Form der Lagerstätte auf Verdrängungserscheinungen zurückzuführen ist. Demgegenüber muß aber darauf hingewiesen werden, daß die Ausbuchtungen des Erzlagers ins Hangende nicht dadurch zustande gekommen sind, daß das Erz die Schichtengrenzen durchschneidet; vielmehr machen die hangenden Schiefer alle Richtungsänderungen der Erzgrenzen mit. Es erscheint daher auch möglich, die plötzliche Verringerung der Erzmächtigkeit unterhalb 17 m und den unregelmäßigen Verlauf der hangenden Erzgrenze auf Ausquetschung und Auswalgung bzw. Pressung durch Druckwirkungen zurückzuführen. Daß solche Druckwirkungen an der bezeichneten Stelle tatsächlich stattgefunden haben, beweist einmal das Vorhandensein der Kluft, welche kein Verwerfer ist und daher nur als Berstungsriß gedeutet werden kann, ferner die starke Ausbiegung der Schichten ins Liegende zwischen 15 und 30 m Gesenktiefe, welche zu einer förmlichen Muldenbildung geführt hat, und das Auftreten von hangendem Diabas etwa in der Mitte dieser Mulde an der Stelle der tiefsten Ausbiegung. Der Diabas hat offenbar ein starkes Widerlager gebildet, an dem sich die darunter liegenden Schichten bei der Zusammenpressung ausquetschten. An dieser Stelle ist auch deutlich zu sehen, wie die im hangenden Schiefer auftretenden Erzbänder sich um die Diabaskuppe herumlegen. Auch die anderen Erscheinungen, das Auskeilen des Erzlagers an der 60 m-Sohle, das Auftreten der Erzschnüre im hangenden Schiefer und die Wechsellagerung von Schiefer und Erz lassen sich ebenso durch Sedimentation als Einsetzen und Ausklingen der Erzfazies in den Sedimenten bzw. als eine Art auskeilender Wechsellagerung erklären. Die durch die Analysen und Aufbereitungsversuche festgestellte Zusammensetzung der Erze und die innige Vermengung von tauben, armen und reichen Partien innerhalb des gleichen Horizontes und durch die ganze Mächtigkeit sind besser durch einen starken Wechsel im Erz-niederschlag als durch Metasomatose zu erklären, bei der doch mehr lagenweise Anreicherungszone von größerer Ausdehnung zu erwarten wären. Außerdem fehlen charakteristische Merkmale der typischen Hydrometasomatose, wie die Lagenstruktur (wenigstens in der liegenden Erzbank), das Auftreten von Hohlräumen parallel zur Schichtung und Brekzienstruktur. Auch ist keinerlei Verbindung des Erzlagers mit Spalten, auf welchen die Erzlösungen zugeführt worden sein könnten, festzustellen. Die vorhandenen Spalten sind alle jünger als das Erz. Auf ihnen fand eine Zufuhr

deszendenter Lösungen statt, welche das Erzlager stellenweise sekundär verändert haben. Namentlich ist die starke Verkieselung im nördlichen Abbau auf diese Einflüsse zurückzuführen. Weiter deutet auch die Verteilung des Phosphorgehaltes im Erzlager auf eine sedimentäre Entstehung hin.

Nicht zuletzt ist die Horizontbeständigkeit des Erzvorkommens, die eine vollkommene ist, und seine große streichende Erstreckung für die Frage der Entstehung von Wichtigkeit. Denn wenn auch die Erzführung als solche einem Wechsel unterworfen ist, der sich hinsichtlich der Mächtigkeit in verhältnismäßig engen Grenzen vollzieht, so ist sie doch auf die ganze aufgeschlossene Erstreckung außerhalb des abgebauten Lagers in Spuren vorhanden und zwar teils als schwache Bank zwischen liegendem Schalstein bzw. Diabas und hangendem Schiefer oder auch nur als Rotfärbung der Schiefer. Der Erzhorizont ist auch nicht auf das Gebiet bei Langenbach allein beschränkt, sondern in einer Entfernung von rund 2 km südlich von Langenbach durch die alten Bergbaue „Bau auf Gott“ und „Glück auf“ bei Steinbach nachgewiesen und zwar in der gleichen Ausbildung wie bei Langenbach. Das Erzvorkommen nimmt daher einen auf große Erstreckung hin durchgehenden Horizont ein und ist an die Schiefersedimente im Schalstein gebunden.

Die geschilderten Verhältnisse sprechen daher mehr für eine sedimentäre d. h. syngenetische Entstehung des Roteisenerzvorkommens bei Langenbach.

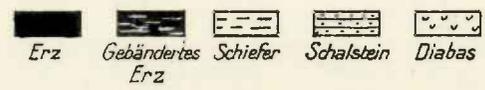
Etwas anders dagegen liegen die Verhältnisse bei dem im liegenden Schalstein in der 60 m- und Mittelsohle aufgeschlossenen kalkigen Roteisenerzvorkommen. Bei diesem handelt es sich offenbar nur um eine lokale Einlagerung im Schalstein. Sie hat nur eine beschränkte streichende Ausdehnung und ist, wie ein Aufschluß entlang der ersten nördlichen Verwerfung ins Liegende des Hauptlagers ergeben hat, hier bereits nicht mehr entwickelt. In diesem Vorkommen treten auch brekziöse Bildungen auf, so daß hier die Möglichkeit der metasomatischen Entstehung aus der Umwandlung sehr kalkreicher Partien im Schalstein gegeben ist.



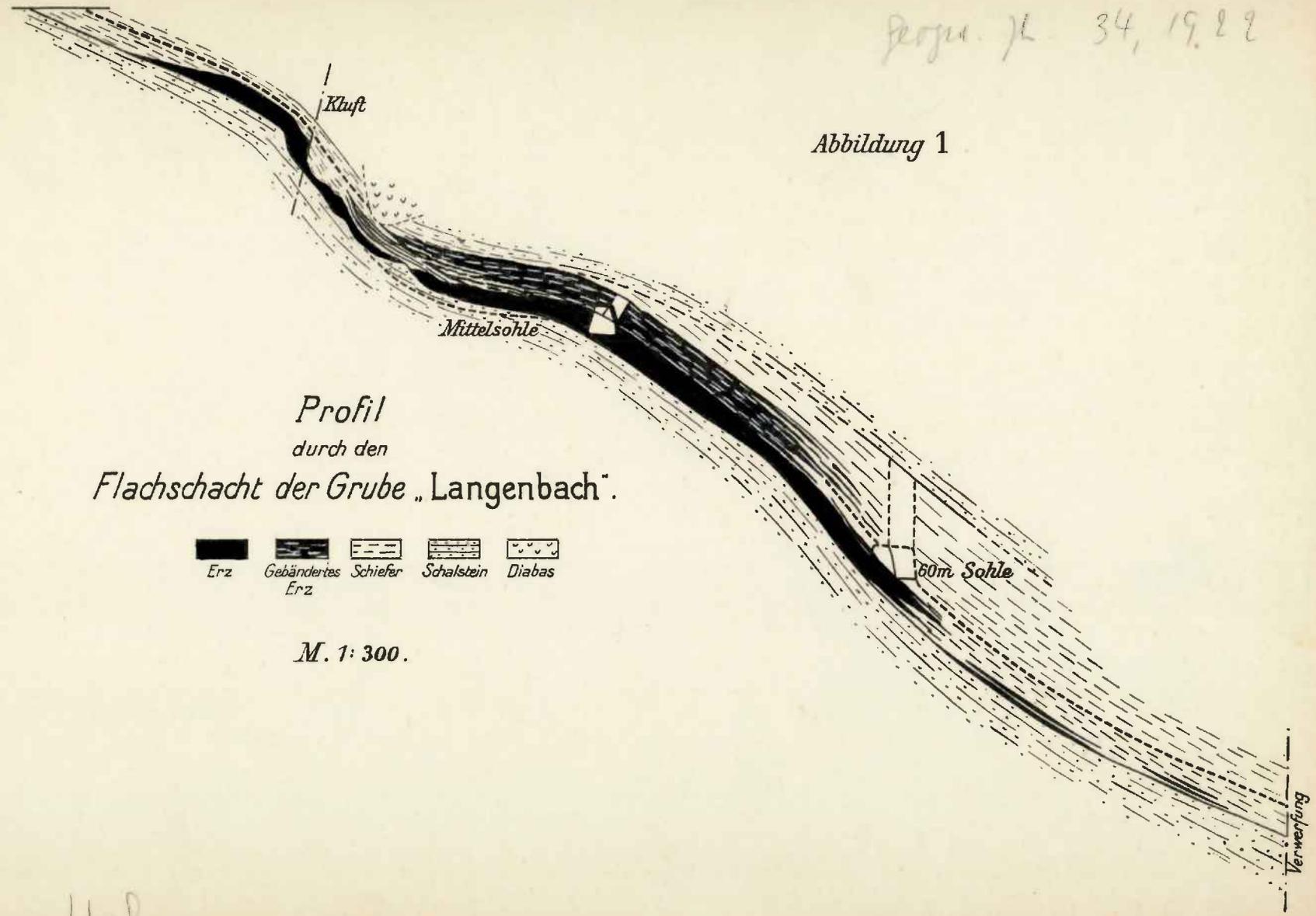
Geogr. J. 34, 19.22

Abbildung 1

Profil
durch den
Flachsacht der Grube „Langenbach“.

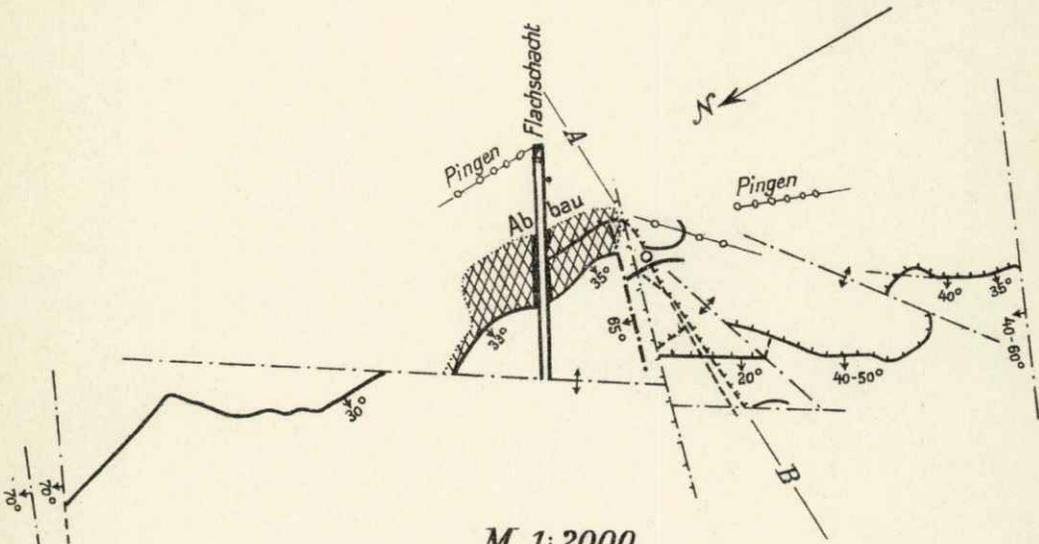


M. 1: 300.



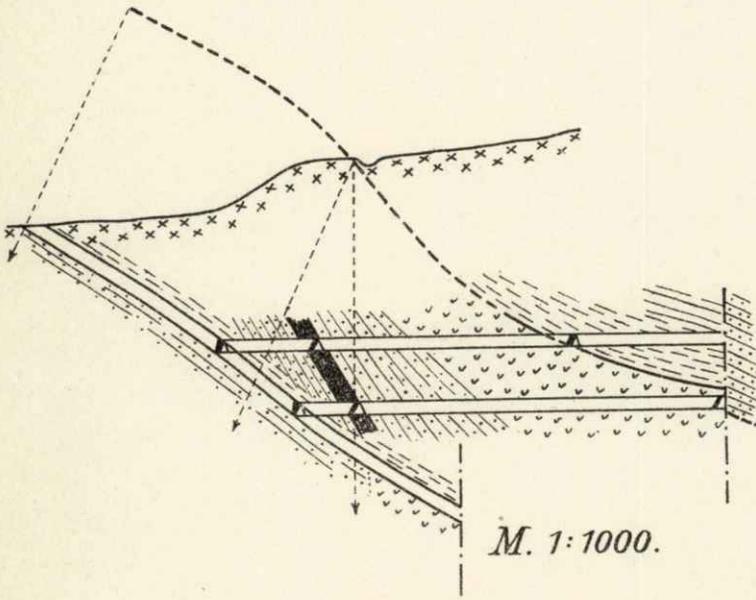
Klaf

Abbildung 2.



Schematischer Grundriß der Grube „Langenbach“.

— Strecken im Erzhorizont (60m Sohle) - - - - - desgleichen Mittelsohle - · - · - Strecken im Lauben Gestein - - - - - Verwerfungen



Schematisches Profil nach der Linie A-B.

Erz Schiefer Schalstein Diabas

Maß

Über einzelne Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von München.

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit zwei Tafeln und einem Textbild.)

Im ersten Jahrzehnt dieses Jahrhunderts wurde im Norden von München hinter dem Gedenkplatz mit dem Luitpold-Obelisk und mit den neunzig Linden im ungefähr gleichzeitig angelegten Nordpark von dem städtischen Bauamt eine Kiesgrube betrieben, deren Aushub langsam im Laufe einer Anzahl von Jahren nach N. vorrückte; es wurden verschiedenkörnige Sande und Schotter hauptsächlich zu Pflasterungszwecken gewonnen und die Baugrube langsam mit Bauschutt wieder zugefüllt; auf diesem Schutt wurde ein großer Teil des Nordparks angelegt und auf ihm ist auch das schöne Schloßchen aufgebaut, dessen Fenster-Steinrahmen und Torbauten aus dem Baukunst-gesegneten Bamberg stammen.

In dem Kies, der der Niederterrassenverbreitung auf der Isarseite zunächst östlich der nördlichen Fortsetzung der Theresienhöheterrasse — also einer Innenstufe der Niederterrasse — angehört, machten sich u. a. bald einige gelblichgraue Lehmlagen bemerkbar, welche Konchylien führten; der diese handhohen, auskeilenden Lehmlagen enthaltende untere Kiesabschnitt schien mir schon von Anfang der Beobachtung an etwas anders beschaffen 1. hinsichtlich seiner lehmigen Beimischungen, 2. auch seiner vielfältigeren Schichtungsart nach wie die oben abschließenden Lagen bzw. eine abschließende Lage von bis 2 m Mächtigkeit; ich habe daraufhin mehrere Jahre die Fortschritte in der Kiesgrube beobachtet und konnte feststellen, daß unter vielen ausnehmend häufig wechselnden Grenzflächen des Schotter-Sandkörpers nur eine einzige auf langen Flächenraum hin ununterbrochen mit geringen Auf- und Abbiegungen gleichbleibt; diese Grenzfläche hatte ich als die einer Stufe und zwar eines Niederterrassenschotters gegen den Hochterrassenschotter betrachtet. — Es wäre hier somit eine Vergleichbarkeit mit der Ablagerung bei St. Emmeran rechts der Isar gegeben; obwohl sich bei mir diese Ansicht recht gefestigt hatte, wurde sie von Diluvialkennern als etwas Unwahrscheinliches erklärt. Im Jahre 1911 hörte ich, daß der in München lebende Konchyliologe Rektor a. D., Prof. Dr. RICHARD SCHRÖDER die Faunula vom Luitpoldpark eingesammelt habe und bearbeite, ferner, daß diese Faunula nach seinen bisherigen Arbeitsergebnissen die des Hochterrassenschotters zu sein scheine. — Diese Erprobung des geologischen Urteils durch faunistische Bestimmung war ebenso wichtig wie die Bestätigung der von Vielen nicht gern anerkannten Möglichkeit, diluviale Unterstufen nach den Resten einer Landschneckenfauna gut unterscheiden zu können. Auch für die Frage des Klimas

und der Dauer der diluvialen Unterstufen, ihre Einwirkung auf die kleinen Landschnecken wurde die in jeder Hinsicht unzweifelhafte Feststellung des tatsächlichen Befunds von nicht geringer Bedeutung. Dr. R. SCHRÖDER suchte daher auch von seiner Seite Geologen über die Schichtverhältnisse an Ort und Stelle zu befragen; so kam es, daß 1913 Dr. KOEHNE, Dr. MÜNICHSDORFER, Dr. H. KRAUSS, Dr. SCHRÖDER und Schreiber dieses die Erörterungen in der Kiesgrube selbst aufnahmen. Ich konnte die von einem der Teilnehmer geäußerte Ansicht, daß der untere etwas „lehmigere“ Teil der Schotter der Einwirkung eines Grundwasserstandes entspräche, durch Hinweis auf die verschiedene Zusammensetzung gut entkräften und Dr. KOEHNE hat in den Geogn. Jahresh. 1915 XXVIII, S. 169 meinen oben gekennzeichneten Standpunkt anerkannt. — Da die Verhältnisse faunistisch und stratigraphisch wichtig sind, seien nun die Einzelheiten etwas näher beleuchtet, besonders da in den letzten Jahren noch ein weiterer ausschlaggebender Beweis für die richtige Einweisung der Schotter zu Tage gekommen ist, den wir noch näher besprechen werden. Dr. SCHRÖDER hat seine Untersuchungen der Konchylien des Münchener Gebiets im Nachrichtenblatt der Deutsch. Malakozool. Ges. 1915 Heft 3 und 4 veröffentlicht, woselbst die ursprünglich geplante gemeinsame Veröffentlichung auch meiner Ausarbeitung der geologischen Verhältnisse des Profils im Luitpoldpark nicht stattfinden konnte.

Der ostwestliche Querschnitt der Grube im Jahre 1914 (Doppeltafel Fig. 1).

Es war dies die Zeit der tiefsten Aufgrabung und zugleich eines ununterbrochenen Queraufschlusses, wie dies seitdem nicht mehr zusammentraf.

a) Der obere Schotter, den wir als einen Niederterrassenschotter bezeichnen, besteht in einem rund 1 m mächtigen groben Schotter, verhältnismäßig stark ausgewaschen und im Innern fast nicht angewittert; die obere Verwitterungskruste ist hier schwach; die Zahl der zentralalpinen Gerölle ist ziemlich groß; die Form der Kalkgeschiebe ist oft noch meist eckig gerundet und klobig, sie sind von dem Körper der inneren Moräne etc. nicht weit verfrachtet und nicht merklich verrollt; starke Unterabteilungen in der Lagerung sind nicht erkennbar, die Lagerung der Geschiebe ist mehr und weniger wirr wagrecht; sie geschieht nach ihrer hauptsächlichen Flächengestaltung; ganz vereinzelt sind sandige Einschaltungen.

b) Der Hochterrassenschotter besteht in einer vielfach lagig gegliederten Schottermasse von 3—4 m Mächtigkeit; es sind die Geschiebe durchschnittlich erheblich kleiner; wenige nur sind ähnlich groß; die Korngröße geht bis zu feinem Sand und tonigem Sand, ja bis zu feinkörnigem Lehm und sandigem Ton hinab; es sind ganz feine Quarzsande und auch Einschaltungen etwas zäheren Tones zu beobachten gewesen; vereinzelt wären schwache und dünnstreifige Nagelfluherhärtungen, sowie fast steinharte, hellgelblichweißliche, beinahe plattige Mergel zu erwähnen. Die konchylienführenden Lehme waren meist gelbgrau bis hellbräunlich gefärbt; es handelt sich um feinkörnige lehmige Sandabschwemmungen von vorübergehend längerer Oberflächenlage mit nur schwach humoser Anfärbung.

Die feinkörnigen Absätze: Feinsande, tonige Sande und lehmige Einschaltungen sind oft in Mulden gelagert und haben selbst oft muldige Biegung, doch ist diese Muldung nicht gleichmäßig; auf einer Seite gehen die Sandlagen unten seitlich in Kies über, während auf der anderen Seite dies oben der Fall ist; die Sande sind meist sehr fein gelagert und bestehen häufig aus Quarzkorn; es handelt sich hier um nicht ganz abgestaute Fließbetten aus vorher stärkerer Strömung, welche nun von

leichterer Strömung überflossen und mit feinem Korn allmählich zugedeckt wurden. Böschungslagerung ist besonders auf der rechten östlichen Seite sichtbar; es scheint von Osten her eine ältere wagrecht gelagerte Aufschüttung im Westen fortschreitend angenagt und umgelagert worden zu sein; ein Vorgang, der endlich in feinkörnigen muldigen Absätzen zum Stillstand kam. Die Achse dieser Muldenlagerung zieht sich ungefähr nordsüdlich und war noch bis vor kurzem zu sehen; das Bild ist im Jahre 1914 entworfen.

Über einer grobkörnigsten tiefsten Lage, in deren Nähe der Grundwasserspiegel steht, kommt eine mit Kiesschmitzen durchsetzte Sandmasse in fast wagrechter Lagerung zur Einnagung und über dieser zeigt sich eine Bank, welche auf große Flächen des Grubenbetriebs hin sich auch verfolgen ließ und ein der Niederterrassengrenzfläche ähnliches, wenn auch nicht so dauerndes Aushalten bewies; ihre Hangendfläche ist in der Zeichnung durch ein weiß gelassenes Band gekennzeichnet; in ihr sind die Gerölle besonders im oberen Teil alle fast senkrecht gestellt; ihre Obergrenze ist trotzdem annähernd gleichbleibend wagrecht.

Macht schon auf der rechten Seite die steile Stellung der Gerölle den Eindruck einer Faltung, so ist dies auf der linken Seite des Bildes durch emporgerichtete Sandeinschaltungen ziemlich unabweislich; das Gefüge macht den Eindruck eines seitlich schiebenden Zusammenrutschens. Dies zeigt sich besonders an einer Stelle (überm +), wo in der Mitte der muldenartigen Lagerung links an deren tiefster Stelle auch der Untergrund mit wagrechten Geschieben von der Emporfaltung bis in die Hälfte der Schichthöhe erfaßt und emporgedrückt wird (Fig. 7 vergr.). Die Bewegung dürfte übrigens nicht völlig in der Bildebene, welche als Querebene zur Fließrichtung betrachtet werden darf, stattgefunden haben.

In der Mitte der Muldungslagerung rechts erkennt man (*) eine Einmündung eines konchylienführenden Lehms, der emporgedrückt erscheint und von oben her durch die nachfolgende stürmische Kiesüberflutung unregelmäßig angenagt ist; aus der Fortsetzung dieses Horizonts ist hauptsächlich die von Dr. SCHRÖDER beschriebene Fauna gesammelt. Auf der anderen Seite ist ein Lehmrest unterhalb der Kieslage mit den aufrechten Geröllen (*) erhalten geblieben; es besteht aber noch eine zweite höhere Zone mit Konchylienlehm-Einschaltungen (s. Fig. 3 u. 4).

Es ist die steile Stellung der Geschiebe nicht auf eine in einfacher Flußverfrachtung oft zu beobachtende Tatsache zurückzuführen; wenn nämlich für gewöhnlich die Geschiebe sich mit der Längsachse in die Fließrichtung stellen und mit dem Schwerpunkt voran bei der um sie herum und vor ihnen stattfindenden Abschwemmung und Unterwaschung der feinkörnigen Unterlage langsam sich talabwärts bewegen, wie auch z. B. Gehängeblöcke böschungsmäßig abwärts wandern, so ist es bei stärkerer unregelmäßigerer Wasserbewegung eine ebenso häufige Erscheinung, daß die Geschiebe durch eine einseitige Stoßwirkung sich drehen; sobald sie nun mit ihrer Längsachse quer zur Fließrichtung stehen, wenden sie der Strömung die größte Druckfläche entgegen, und so kommt es, daß sie quer vorgeschoben unter und vor sich die Unterlage aufwühlen und sich einpressen; ein Gerölle in dieser Stellung wird richtunggebend für andere, und man erkennt sehr häufig an Kiesbänken nach Hochwassern, daß die Geschiebe in ihrer längeren Achse quer zur Fließrichtung gestellt sind, was zum großen Teil die Fließablenkung, d. h. die Entstehung einer Kiesbank verursacht hat. Nicht selten ist aber diese Wirkung so gesteigert, daß die Geschiebe nicht nur quer liegen, sondern auch noch mit der kurzen Achse emporgerichtet sind und sich dachziegelartig halb decken.

Diese Art der Geschiebestellung ist hier nicht zu beobachten; tatsächlich sind die Geschiebe häufiger mit der Längsachse aufgerichtet als mit der kurzen Achse. Auf die mögliche Ursache dieser Schichtbewegung kommen wir unten zurück.

Eine ganz ähnliche Gruppierung von zwei Schottern wurde nahezu gleichzeitig im Jahre 1913 bei der Baugrube der Häuseranlage Nr. 36—41 auf der Ostseite der Belgradstraße bloßgelegt; die sehr deutliche Unterscheidung der Schotter im Korne, von welchen die oberen grobkörnigeren eine lediglich wagrechte und wenig in Korngrößen gesichtete Lagerung hat, die unteren aber sehr vielfältiger hierin verschieden sind und besonders muldig gelagerte Abteilungen haben, wobei die aufsteigenden Flügel auch hier an der Obergrenze in wagrechter Grenzfläche abgetragen sind, wurde hier noch dadurch gestützt, daß der untere — Hochterrassenschotter —, abgesehen von auffälligerer Verkalkung, außerordentlich stark braun gefärbt war; man hatte den Eindruck, als ob hier die Färbung in der Art und Stärke schon vor dem Absatz der oberen Schotter — der „Niederterrasse“ — bestanden hätte. Es war aber hier nicht eine örtliche Verwitterungskruste vorhanden, sondern eine Mangan- und Eisenoxyausfällung, welche auch in der Luitpoldgrube besonders in den tieferen Lagen auftritt und wohl eine Art älterer Grundwasserstandsmarke anzudeuten scheint (S. 166).¹⁾

Die unteren Schotter haben gegenüber den oberen einen kennzeichnenden Unterschied, das Auftreten lehmiger Bindung, welche im allgemeinen als Zeichen eines bemerkenswert höheren Alters und der stärkeren Verwitterung gedeutet wird. Ich bin nicht ganz dieser Ansicht; es müßte dann auch eine Zunahme dieses Kennzeichens von unten nach oben stattfinden; es scheint aber das Gegenteil der Fall zu sein; es sind vollständig lehmfreie, scheinbar ausgewaschenerere und lockere Lagen dazwischen ohne alle Kennzeichen der „Verwitterung“, besonders jene in starker Böschungslagerung. Auch aus anderen Aufschlüssen hat sich mir die Überzeugung aufgedrängt, daß man es im Hochterrassenschotter und der äußeren Moräne mit der Gletscherfracht eines stärker verwitterten Gesteins zu tun habe, mit der Abtragung eines tiefgründiger durchverwitterten Gebirges als zur Zeit der inneren und jüngeren Moräne oder kürzer gesagt, daß die Verwitterungszeit von der Obergrenze des Deckenschotters her eine längere gewesen ist als die zur Würmeiszeit hinüber stattgehabte. Die reichlichere Einschaltung von feinkörnigen Sanden, Tonen und Lehmen in den Hochterrassenschottern scheint in diesem Sinne als eine Folge der Strömungsauswaschung einer Gesteinsmasse gedeutet werden zu können, welche mehr als die Gesteine der Würmeiszeit Feinbestandteile abgeben, auch reichlicher zu Lehmen mit Konchylien Anlaß geben konnten. Daß in diesem Sinne auch die Entstehung des Decklehms der Hochterrasse und wohl auch des Lösses eine weitere Klärung erfahren können, das ist selbstverständlich; wir kommen darauf zurück.

Die völlige „geologische“ Sicherung unserer Deutung der Schotter im Norden der Stadt aus fast lediglich Schicht- und Gesteins-kundlichen Merkmalen wurde

¹⁾ Es ist daran zu erinnern, daß THIEM (Wasserversorgung von München, Vorproj.) nachwies, daß das einheitliche Grundwasser des Diluviums auf dem Tertiär in der Münchener Gegend rechts der Isar auch örtlich eine Schwankung bis 4 m erleiden kann.

1920 dadurch geboten, daß bei weiterer Fortsetzung des Grubenbetriebs nach Norden und Westen gegen die Hiltensbergerstraße zu auch zwischen beiden Schottern eine Verwitterungsdecke an der als Grenze erkannten Flächenmarke zum Vorschein kam; 1920 war das in Fig. 2 dargestellte Bild zu sehen, 1921 das der Fig. 4 welches noch jetzt 1921/22 mit wenig Änderung sichtbar ist. Der Zustand von 1920 an einer Stelle, die jetzt wieder zugeschüttet ist, wurde durch Lichtaufnahme festgehalten; um Einzelheiten zu zeigen, mußte aber zur Zeichnung gegriffen werden. Was die Farben der Verwitterungsprofile betrifft, so sei hierbei auf Dr. W. KOEHNES in Geogn. Jahresh. 1916 gegebenen Tafeln in Naturfarben verwiesen.

Wir haben hier das Bild eines durch den hangenden Schotter oben wagrecht abgeschnittenen und flach in die so gedeuteten Hochterrassenschotter eingesenkten Verwitterungstrichters mit sandigem Entkalkungslehm und entkalkten Geschieben, welche sich besonders nach unten anzureichern scheinen. Es kommt dies nicht etwa von einer Versenkung der Geschiebe nach unten, sondern wohl daher, daß die Verwitterung oben am nachhaltigsten und längsten wirkend endlich zu einer vollen Auflösung des Gesteinsgerüsts der Geschiebe führt, während sie unten gegen die unberührten Schotter noch unvollständig ist und viele Geschiebe zwar zermürbt sind, aber ihre äußere Form noch erhalten haben. Dies gilt natürlich nicht von Quarzen, Quarziten und sehr harten Zentralalpengeschieben, welche oft mitten im Lehm stecken.

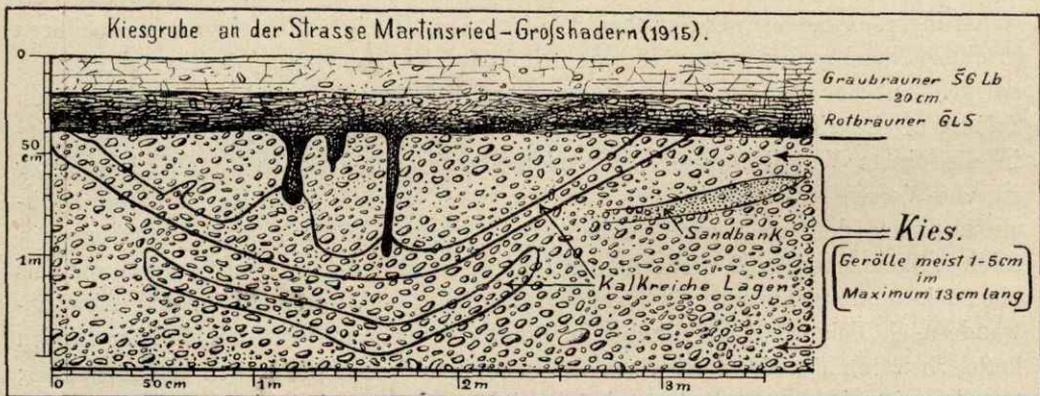
Auf der rechten Seite des Bildes zeigt sich eine trichterartige Anhäufung eigenartig, besonders tiefbraun gefärbter entkalkter Gerölle und lehmigen Verwitterungsrückstands, welcher den Eindruck eines eigenen kleineren und älteren Trichters macht, der später in den Umkreis des größeren jüngeren einbezogen wurde. Auf der anderen linken Seite findet sich in einer auch etwas abgesetzten Trichternische ein toniger Lehmbrocken mit Konchylien, der offenbar von der Seite in die einem Verwitterungstrichter nachfolgende obere Senke hereinbröckelte; er ist von Verwitterungsrückständen umschlossen, welche sich gleichfalls im Nachsinken nach dem sich vertiefenden Trichter etwas abwärts bewegt haben; ein solches Nachsinken muß nicht immer ein gleichmäßiges, sondern es kann auch als ein ruck- und nachbruchweises gedacht werden. — Wenn lediglich ein Abwärtswandern als Folge der Entkalkung im Innern der Masse allein hierbei stattgefunden hätte, so wären die Konchylien zweifellos auch in dem Lehmknollen verschwunden; trotzdem ist daran zu denken, daß auch der Knollen in seiner unregelmäßigen Form und seinem jetzigen Umfang als ein Verwitterungsrest zu betrachten ist, d. h. in ursprünglicher Größe gar nicht mehr vorliegt.

Beides läßt indessen die Anschauung zu, daß der größere Trichter eine rascher an Ausdehnung und Tiefe um sich greifende Entstehung gehabt haben kann und so einerseits einen älteren senkrecht durchdringenden Entkalkungsvorgang unterbrochen hat, andererseits selbst keine so tiefgreifende Durchwitterung in Begleitung hatte. Leider wurden diese Schlußfolgerungen erst zu einer Zeit gezogen, als es nicht mehr möglich war, Vergleiche zwischen den Entkalkungsstärken vorzunehmen.

Vielleicht hängt hiermit zusammen, daß — was durchaus nichts Gewöhnliches ist — entsprechend dem Tiefenraum des Entkalkungstrichters darunter im Hochterrassenschotter eine trichterartig geformte Nagelfluhverkittung sich auffällig macht. — Daß eine solche Kalkausscheidung überhaupt unter einem Entkalkungstrichter eintritt, ist nichts Erstaunliches; man muß sich nur wundern, daß sie nicht

viel häufiger bzw. regelmäßiger zu beobachten ist; was schließen läßt, daß nicht immer die Bedingungen zu einer so örtlich und nahe dem Auslaugungsvorgang zusammengehaltenen Ausfällung gegeben sind, daß der Auslaugungsvorgang vielleicht meist zu langsam erfolgt und die Möglichkeit einer weiten Verteilung des geringen Lösungsgehalts in der liegenden Schottermasse zu groß ist. Andererseits konnte auch die Möglichkeit eines rascheren Versitzes der durch Entkalkungen angereicherten Lösung in einem lockeren Untergrund mit der Begleiterscheinung rascherer Gasverdunstung schnell eine größere Ausbreitung des Verwitterungstrichters wie auch eine örtlich angeschlossene Nagelfluherhärtung hervorrufen.¹⁾

Über nachträgliche Verkalkungen im Moränenkies und Niederterrassenschotter gibt W. KOEHNE, Geogn. Jahresh. 1915 S. 171 und 172 einige Bilder; Fig. 3 scheint mir zu zeigen, daß die Verwitterungstrichter hier an Stellen von schwachen Zerreißungen nach unten eingedrungen sind und zugleich hier auch Kalk zur Ausscheidung gelangte. In Fig. 5 zeigt sich um mehrere Zapfen mit rotbraunem sandigen Lehm, welche von der Verwitterungsdecke nach unten vorgedrungen sind, eine doppelt angelegte breitmuldige Verkalkung, welche KOEHNE mit Recht nicht für ein Schichtungsanzeichen hält; es handelt sich um eine von der Decke ausnahmsweise vordringende stärkere Verkalkung, deren Einsenkungstiefe mit der Länge der Verwitterungszapfen zusammenhängt; das interessante Bild sei hier wiedergegeben; es läßt aber auch vermuten, daß (vgl. Sandbank) die Lagerung der Schotter in gewissem Umfang mitgewirkt habe.



Bogige Verkalkung in Verbindung mit Verwitterungsschlöten nach W. KOEHNE.

Nach einigen Metern einfacher Grenzfläche zwischen den beiden Schottern taucht wieder ein schmales Verwitterungsband mit liegender Flur entkalkter und verwitterter Geschiebe (Fig. 3) auf. Höchst seltsamerweise ist so zu sagen ein Bruchstück

¹⁾ Die Bedingungen einer starken und durchstreichenden Durchlüftung der Schotter sind besonders in einer Schottermasse gegeben, in deren Grund eine geschlossene Wassermasse in fließender Bewegung ist. Für den Deckenschotter ist diese Tatsache gegeben auch vor der Zertalung seiner einheitlichen Masse, nämlich durch den Abfluß am nördlichen Rand des Ausstreichens. Für den Hochterrassenschotter ist durch die einsetzende und fortschreitende Zertalung auch eine stärkere Zerteilung des Wasserlösungsvorrats gegeben; eine einheitliche höher hinaufreichende Nagelfluhbildung ist daher schon aus diesem Grunde nicht zu erwarten. Gegen das Gebirge ist in den Hochterrassenschottern die Kalkbindung stärker als weiter nördlich, woselbst sich der Gesamtwasserspiegel des Diluvs überm Tertär, der sich an vielen Stellen in allen drei Hauptstufen vereinheitlichen muß, mehr und mehr senkt und in stärkere Bewegung gerät.

eines Verwitterungstrichters in schiefer Lagerung in etwas tieferer Lage im Schotter selbst eingeschlossen, dessen eines Ende sich der Obergrenze des Hochterrassenschotters nähert, dessen anderes Seitenende mit hoher Lehmanhäufung, welche seitlich über den Verwitterungsschotter hinausreicht, steilrandig in tieferer Lage endigt. — Es hat den Anschein, als ob in einem tiefer eingesenkten Trichter von oben und der Seite her (vielleicht an einer steileren Böschungsstelle) noch unberührter Schotter während des Verwitterungszeitraums hereingebrochen oder eingeschwemmt wäre und als ob der Verwitterungsvorgang nun an einer neuen Ausgleichungsoberfläche sich wieder fortgesetzt hätte, natürlich nicht mehr so große Dicke erreichte. Vielleicht hat sich dieser ungleichmäßige Verrutschungsvorgang auch auf ein seitlich gelegenes Lehmband — rechts von dem oberen Verwitterungslehm —, welches ich nicht für einen Verwitterungslehm halte, fortgesetzt und dieses auseinandergerissen, so daß ein Teil mit hangendem Schotter in der Richtung gesenkt wäre, in welcher auch der größere Trichter abgebrochen erscheint (vgl Fig. 13 u. S.166 Z.12).¹⁾ — Daß die Trichterbildung auch auf die Nachbarschaft bewegend gewirkt hat, das werden wir unten sehen, nachdem wir die örtlichen Profile besprochen haben.

Die in Fig. 2 und Fig. 3 dargestellten Aufschlüsse wurden ziemlich bald wieder zugeschüttet und in der Fortsetzung tauchten nördlich davon die in Fig. 4 übereinander dargestellten Verhältnisse der Obergrenze des Hochterrassenschotters auf. — Auf der linken südlichen Seite eine oben 2 m breite, 90 cm tiefe Trichterwanne mit Verwitterungserzeugnissen, von welchen die Steinreste aber nur im unteren, auch durch tiefbraune Farbe und einzelne schwärzliche Streifen gebänderten Drittel sichtbar sind, während die oberen zwei Drittel einen fast steinfreien gelbbraunen tonigen Lehm darstellen; ein nicht so tiefer (55 cm) Trichter mit tiefbraunem Verwitterungsstoff (Lehm und Steine bis zur Obergrenze) folgt etwa 3 m nach N. zu; bald darauf folgt eine 2,5 m breite Wanne mit weniger stark, aber ziemlich gleichmäßig verwitterten, mehr angeätzten und im Lehmverband etwas verstärkten Geschieben, der eine ähnliche neben stärker geneigter Abtragungsfläche folgt, in deren letztem Winkel (5 m weiter nördlich) der Beginn tiefbrauner, völliger Verwitterung auftaucht (die Entfernung ist in der Zeichnung etwas verkürzt). Zwischen dem ersten und zweiten Verwitterungstrichter findet sich im „Hochterrassenschotter“ eine Lehmeinschaltung, welche früher so aussah, wie es die Zeichnung darstellt; jetzt ist aber links ein Teil an der Auffaltungsstelle ausgebrochen, wie auch der kleine Rest rechts ursprünglich damit zusammenhing. Der Lehm unterscheidet sich schon in der hellen graugelblichen Färbung von dem Verwitterungslehm.²⁾

¹⁾ Es sei hervorgehoben, daß hier nicht etwa jüngster Kies- und Gehängerutsch gewirkt haben, sondern daß das Bild von einer ganz frisch am Steilrand herausgeschaukelten Fläche entnommen ist, welche die Herren Dr. SCHUSTER und MÜNCHSDORFER auf mein Ersuchen auch photographisch festgehalten haben. Die Zerreißungsflächen sind natürlich im Schotter sehr schwer wiederzuerkennen!

²⁾ Ich habe bei Einsammlung der Lehme in der Grube am Luitpoldpark 1914 die Beobachtung gemacht, daß die im Frühjahr eingesammelten und geballten Lehmkugeln nach Erhärtung im ungeheizten Zimmer eine große Anzahl großer und kleiner gespannter Blasen, die sich der Kugel nach abplatteten und streckten, erhielten. — Das gleiche war mit der Einsammlung des obigen Lehms der Fall, den ich im Winter 1922 mit Taufeuchtigkeit durchtränkt an der Grubenwand entnahm, in der Küche auf einem Schrank, also bei sehr langsamer dreiwöchentlicher Austrocknung, ungepreßt sich selbst überließ. — (Vgl. Geogn. Jahresh. 1916 S. 7—9.) — Ich glaube noch erwähnen zu dürfen, daß der in den „gewinterten“ Lehmen entstehende kolloide Ton einen Teil der zusammenhängenden Bindung verursacht, der die eingeschlossene Luft zunächst zusammenhält, die bei ihrer allmählichen Erwärmung sich aufbläht und inwendig glatte Blasenräume bilden läßt.

andererseits besitzt er zahlreiche Konchylien in guter Erhaltung. Seine besondere Form erhielt er offenbar durch Fältelung, welche einer Bewegung der Schottermasse zu verdanken ist; es ist eine Bewegung, welche die schwächeren Muldungsformen der Schotter in Fig. 1, welche ebenfalls Einseitigkeiten aufweisen, etwas verstärkten, vielleicht infolge einer etwas steileren Böschungslage.

Der abschüssige Teil der Oberfläche des Hochterrassenschotters ist offenbar ein Teil eines längeren Böschungsverlaufs, welcher durch eine jüngere Aufschüttung von oben her fast wagrecht ausgeglichen ist.

Die Unterschiede zwischen beiden Schotterstufen sind hier wie überall die gleichen in Art, Größe, Bindung und Schichtung der Geschiebe, wie sie oben geschildert wurden.

Wenn es keinem Zweifel unterliegt, daß die Verwitterungsstärke auf der Niederterrasse nirgends den Umfang erreicht, wie er hier sich kundgibt, so tritt dies Merkmal noch zu den übrigen Kennzeichen der Hochterrassenschotter, welchen wir vorher bei der Unterscheidung der tieferen Schotter von den höheren an dieser Stelle gefolgt sind.

Einige Worte müssen wir noch den oberen Schottern widmen; diese Schotter gehören nicht den eigentlichen Niederterrassenschottern, welche die Hochfläche von Sendling—Nymphenburg bilden, sondern der nächsten Terrassenfläche, jener der Theresienwiese und München-Stadt; die beide trennende Stufe wird aber nach Norden zu schwächer und schwächer und ist bei Milbertshofen schon nicht mehr bemerkbar. Es handelt sich also um eine Ausnagung, welche im Süden bei Thalkirchen am stärksten gewirkt hat und nach Norden zu ihre Kraft rasch verloren hat und etwaige Ungleichheiten noch durch Anschwemmungen ausgeglichen hat.

Die Ausnagung gehört aber noch zu den glazialen, von den Niederterrassenschottern grundsätzlich nicht zu trennenden Folgeerscheinungen, wobei zu bedenken ist, daß wir mit dem Absatz der Niederterrasse noch nicht aus dem eigentlichen „Glazial“ heraus sind, daß wir im Innern der Kalkalpen noch einen bedeutsamen Vorstoß zu beachten haben, dessen Abschwemmungs- und Ausnagungswirkungen wir auch in den unteren Schottergebieten der Abflußrinnen suchen müssen.

Wir sehen daher in den oberen Schottern des Luitpoldparks einen Abtragungsrest einer Niederterrasse; auf die besondere Entstehungsursache der Abtragung kommen wir unten noch zu sprechen; es sei kurz daran erinnert, daß die beginnenden Niederterrassenfluten auch in der Hochterrasse bzw. dem Decklehm gelegentlich terrassenartige Stufen ausgenagt haben, ohne Schotterabsätze daselbst zu hinterlassen; sie haben hier lediglich abtragend gewirkt.

Schichten mit den steil gestellten Geschieben an anderen Stellen der Umgegend von München.

Wir haben oben auf diese sonderbare Tatsache in der Nordparkgrube aufmerksam gemacht und haben zugleich durch längere Beobachtung des Schichtabbaus die nächste Erklärung des Vorgangs vorgelegt, wenn auch die eigentliche Ursache hiermit nicht geboten ist.

Schon Jahre vor dem Aufschluß im Luitpoldpark war mir auf der rechten Isarseite am Steilhang nächst der Brücke unterhalb Freimann und Unterföhring eine Stelle bekannt, woselbst eine Kiesschicht entblößt war, welche die Geschiebe in senkrechter Aufrichtung zeigte. Durch die Arbeiten am Kanal der „Mittleren

Isar“ wurde nicht nur diese Stelle in voller Länge aufgeschlossen, sondern auch unterhalb der Brücke an mehreren Punkten bis zu dem Knick, woselbst der Kanal, die Hochterrasse durchquerend, nach NO. aus der Talung abbiegt. Hier ist das in Fig. 5 dargestellte, nach einer photographischen Aufnahme von Dr. ARNDT gezeichnete Profil sichtbar gewesen.

Über einem tiefsten gleichmäßig körnigen, tonarmen, lockeren, grauen Tertiärsand folgen zunächst zwei über 1 m dicke gleichmäßige Kieslagen in gesetzmäßiger Flachlage der Gerölle. — Darauf liegt eine ungefähr 75 cm starke Kiesschicht, in welcher alle Gerölle senkrecht stehen, während die höheren 4—5 Schotterbänke in 3—4 m wieder die gewöhnliche, in nichts auffällige Lagerung haben. Es läßt sich hier mit aller Deutlichkeit sehen, daß die Gerölle mit ihrer Längsachse emporgerichtet sind. Leider fehlen hier ganz feinkörnige Zwischenlagen, welche den einfachen, auch hier anzunehmenden Faltungsvorgang beweisen könnten; es läßt sich nur die untere Umbiegung der Geschiebe vereinzelt feststellen.

Ich glaube mich nicht zu irren, wenn ich meine, daß dies die gleiche Lage ist wie im Luitpoldpark, d. h. eine ähnliche Höhenlage über der Tertiärgrenze hat, und wenn ich annehme, daß der Vorgang die gleiche gemeinsame Ursache haben wird.

Auf eine früher beobachtete, aber wieder vergessene Erscheinung machte mich Dr. SCHUSTER, selbst wieder befragt, aufmerksam; in der Grube hinter Ramersdorf macht sich in der oberen Zone eine breitfaltige Muldenanordnung der Geschiebe im Niederterrassenschotter bemerkbar, welche aber in Geschiebestellung und Lagerungskennzeichen nach oben sich wieder auf 1—2 m Mächtigkeit ausgleicht; es ist vielleicht der gleichartige Vorgang, der aber rasch wieder abgebrochen, die gewöhnliche Geröllage wieder eintreten läßt; aber man muß sich vor Augen halten, daß hier zweifellos ein Vorgang noch während der Geröllverflözung vorliegt, wenn auch nahe an dem oberen Abschluß der Niederterrasse. — In Fig. 8 ist in drei Abteilungen von etwa 8 m das Faltungsbild skizziert; es ist ein Anschnitt, der spitzwinkelig auf die Grenze der Verbreitung des nahen Decklehms zustreicht. Die Faltung, d. h. das Einfallen der Geschiebe, findet aber auch an mehreren Stellen nach Osten zu statt.

An einer Stelle (dritter Bildabschnitt links) scheint es als ob der Hochterrassenschotter mit heraufgefaltet wäre; es könnte das ein Bild sein, wie es Fig. 7 in vergrößertem Maßstab zeigt; dann wäre die Deutung darauf abzustimmen, daß die Ursache in dem Absatz der Niederterrassenschotter zu sehen wäre; es könnte von dem Randgebiet des Hochterrassenschotters mit dem Decklehm nicht sehr entfernt Ausnagungen und Abtragungen im letzteren stärker gewesen und daher die ersten Absätze der Niederterrasse mit dem Hochterrassenschotter in langsames Gleiten gekommen sein, dem aber bald durch die stärkeren Aufschüttungen in dem tiefer ausgenagten Bett Einhalt geschaffen wurde. — Möglicherweise ist diese naheliegende Tatsache für alle die Faltungserscheinungen heranzuziehen, welche an der Obergrenze der Hochterrasse beobachtet werden (vgl. Fig. 4 oben).

Für die tiefere Schicht mit aufgerichteten Geröllen im Hochterrassenschotter könnten ähnliche flächenhaft verbreitete Vorgänge nur dann gedacht werden, wenn man annimmt, daß vom Anbeginn des allgemeinen Rückzugs des Gletschers größere Wassermassen frei wurden, welche in ähnlicher Weise wirkten, wie dies bei dem Ramersdorfer Aufschluß gedeutet wurde, d. h. daß durch Einnagungen in vorher lediglich durch Aufschüttung gewachsenen Flächen neue Böschungen geschaffen wurden, an welchen die Schotter erst eine neue Gleichgewichtslage suchen mußten.

Schon früher glaubte ich an einem Aufschluß im Hochterrassenschotter im Herzogpark eine Zweiteilung der Hochterrassenschotter in ähnlicher Weise deuten zu können; ich verschob aber die Festlegung des dortigen Profils durch Zeichnung zu lange und jetzt ist der Aufschluß nicht mehr deutlich genug.

Die Entstehung der Verwitterungstrichter.

Wenn man nach den ersten Ursachen der Verwitterungstrichter frägt, so sind sie mit dem Wort Verwitterungsungleichmäßigkeiten nur umschrieben; diese können ihren Grund haben in ungleichmäßig raschem Vordringen des Verwitterungsvorgangs, der zunächst darin gesucht werden kann, daß gewisse Stellen der Oberfläche schon der Gesteinsgesellschaft nach leichter verwittern; es wird sich dann hier eine kleine Grube des Stoffentzugs einstellen, welche dann die Verwitterungseinwirkungen zu steigern geeignet ist; es kann aber auch schon von Anfang eine Unregelmäßigkeit der Oberfläche die Ungleichheit des Verwitterungsbeginns und Fortschreitens verursachen und steigern.

Die meist nach unten ziemlich scharf abgesetzte oberflächliche Verwitterungsdecke der Schotter läßt es unwahrscheinlich, daß ein besonderer gleichartiger Verwitterungsvorgang den ganzen Schotterkörper außerdem sozusagen ergreift; wir haben oben aus verschiedenen Umständen geschlossen, daß die Hochterrassenschotter, die als ältere Schotter auch für stärker verwittert gelten, dieses in einem nachträglichen Vorgange nicht sein können, daß vielmehr verschiedene Tatsachen schließen lassen, daß gegenüber den Deckenschottern einerseits und den Niederterrassenschottern andererseits die Hochterrassenschotterfluten ein schon stärker verwittertes Geschiebe herbeiführten und auch gleichzeitig umwandeln und bearbeiteten. In einem solchen Geschiebeschichtkörper kann die Verwitterung jedenfalls tiefer eindringen als sonst und es darf nicht so ohne weiteres allein deswegen geschlossen werden, daß die nach der Ablagerung eintretende Verwitterung eine außerordentlich viel längere Zeit gedauert habe als etwa nach der Niederterrasse.

Der von PENCK so treffsicher erkannte Verwitterungsvorgang¹⁾ kann nicht in Abrede gestellt werden, obwohl z. B. A. ROTHPLETZ nicht davon überzeugt war, ihn nur zögernd, wenn überhaupt, zugab. Er erzeugte auf allen Schotterböden aller glazialen Stufen in ganz gleichmäßiger Weise eine nie fehlende Decke, natürlich in sehr verschiedenem Maße; auf Moränen sowohl wie auf fluvioglazialen Absätzen, und es hat das auch wohl manche verführt, Gebilde dieser Art auf fluvioglazialen Ausbreitungen für Moränen zu halten.

Ganz allgemein genommen enthalten die Verwitterungsdecken Silikatgesteine, Quarze, Sandsteine, Hornsteine und besonders alpine Kieselkalke und Kalksandsteine,

¹⁾ Ich glaube auch, daß die eisfreie Landoberfläche tief ins Gebirge hineingereicht hat; sicher zwischen dem Hochterrassenschotter und dem Deckenschotter, von dessen glazialer Natur ich für mich persönlich aus Beobachtungen im Isartal und aus solchen mit Dr. MÜNICHSDORFER und Dr. NIKLAS bei Traunstein jetzt überzeugt bin. Unter dem dortigen Deckenschotter nach PENCK, auf dessen stratigraphische Bestätigung, trotz seiner Führung von Zentralalpinen ins Trauntal hinein, als einer Ausgangsfläche jeder weiteren Ablagerungseinweisung ich besonderen Wert legte, fand sich ein in Ton eingewickelter brekziöses Konglomerat von zum Teil groben Molasse- und Flyschgesteinen, aus dessen Bestand bei der gemeinsamen Begehung Dr. MÜNICHSDORFER zuerst ein gekritztes Geschiebe erfaßte. Diese Moräne verweist also auf ein dem Deckenschotter vorangegangenes älteres Glazial mit noch örtlichen Moränenanhäufungen, während der Deckenschotter selbst mit seinen hier zahlreichen zentralalpinen Geschieben auf eine weiter nach dem Innern des Gebirgs zurückliegende, die Pässe nach Norden nur wenig überschreitende Endmoräne hinweisen müßte; hierfür scheinen Beobachtungen aus dem oberen Isartal zu sprechen.

welche schon durch ihre außerordentliche Leichtigkeit und ihren tuffartig porösen Bestand den Kalkbindungsverlust durchaus erkennen lassen; viele Gesteine lassen, wie Mergel, nur einen tonigen Rückstand, Kalke verschwinden ganz (S. 156) und in dem tonigen Rückstand kann man bei genügend reinigender Schlammung auch zahlreiche Spongiennadeln¹⁾ als kieselige Rückstände einer bis ins kleinste gehenden Entkalkung nachweisen. Als chemischer Rückstand ist der hydroxydierte Eisen-gehalt des Eisenkarbonats (und Mangangehalts), der sich mit dem Ton vergesellschaftet, ein wichtiges Anzeichen der Verwitterung; der Ton geht auch in kolloide Lösung und wird in tieferer Region, der Zone der noch fortwährenden Entkalkung, ausgefällt; beides verursacht die rotbraune Zone, in welcher ein Teil der in der Oberzone ganz zu Ton und Sand zerfallenen Gesteine noch in der Form unberührt sind (vgl. unten S. 161 die Kornzusammensetzungsaufstellung).

Die verhältnismäßig scharfe Grenze der Verwitterungsschicht nach unten habe ich stets mit der scharfen Grenze verglichen, mit welcher z. B. die Eisenoxydhydratdursinterung mit einem Verdichtungsrand gegen sehr viel weniger davon berührtes Gestein absetzt, wenn ein Verwitterungsvorgang in Bänderungsschalen einen Mergel oder Sandstein durchsetzt; ich glaubte (Mitt. der naturf. Gesellsch. der Rheinpfalz Pollichia, Bad Dürkheim 1915, S. 112—113), daß beim Eindringen von CO₂-haltigem Wasser in kalkige Gesteine durch Zunahme des Kalkgehaltes die Auflösungs-fähigkeit zuerst bald gehindert würde, dann aber durch Ausfällung des kolloiden Eisenhydroxyds auch Kohlensäure adsorbiert und infolge davon wieder Kalk ausgefällt, d. h. der alte Zustand absatzweise wieder hergestellt würde, so daß ein Schalensystem als Folge allmählichen Lösungsvordringens eintreten und nicht das Ergebnis einer gleichzeitigen rhythmischen Diffusionsausfällung im engeren Sinne sein würde; ich glaubte, daß in der Natur die Annahme des Schemas eines Diffusionsversuches nicht gestattet sein könne und aufeinanderfolgende Stadien eines Vorganges wahrscheinlicher seien und das gleiche Bild hervorbrächten als die Annahme lange getrennter Zurückhaltung von zwei verschiedenen und erst später plötzlich einander durchdringenden Lösungszuständen. Von der Möglichkeit der Annahme eines solchen Vorgangs könnte das Bild (S. 148 von Martinsried v. W. KOEHNE) einen Beweis liefern.

Neuerdings hat nun Prof. RAMANN (Jahresheft f. Forst- u. Jagdw. 1922 S. 1)²⁾ bedeutsame Beobachtungen über Verwitterungsvorgänge durch Kohlensäure-haltiges Wasser veröffentlicht; er weist nach, daß bei Zersetzung des Bodens durch solches sich „Pufferwirkungen“ einstellen, indem durch Bildung von sauren kohlensauren Salzen die freie Kohlensäure (H₂CO₃) als Trägerin der zersetzenden und lösenden Wirkung aus der Lösung verschwindet. — Wir hätten so bei einem stets neu eingeleiteten Zersetzungsvorgang bald wieder die zurückhaltende Pufferwirkung, welche verhindert, daß die Verwitterung sich nicht zu sehr zerteilt, sondern unverwitterte Bodenteile eng neben verwitterten bestehen; je nach der Menge der entstehenden sauren kohlensauren Salze kann auch eine breitere Zwischenzone ohne jede Verwitterungsspur erscheinen und ein neuer Vorgang der Zersetzung erst jenseits einer gewissen Wirkungsweite eintreten.

Wie dürfen wir uns nun die Verwitterungsvorgänge äußerlich vorstellen? Schon zur Zeit der Entstehung der Hochterrassenschotter hatten wir im großen

¹⁾ Vgl. hierzu eine Beobachtung über feinste Auflösungs-rückstände (Spongiennadeln), welche aus oberbayerischen diluvialen Ablagerungen zur Erklärung ähnlicher Verhältnisse in Böden der Rhön herangezogen wurde, in Erläuterungen zu Blatt Kissingen 1914 S. 69.

²⁾ Vgl. auch Deutsche landw. Presse 48. 1921 S. 612—613.

und ganzen weitflächige flache Flutungsausbreitungen mit Stillwassertümpeln und Buchten für feinkörnige Barrensedimente und wohl auch längere Zeit trocken liegende, nicht zu große Inselgebiete mit Tundrengesträuch und Gräserwachstum, an deren Böden die kleinen Schnecken lebten. Nach Abschmelzen der Gletscher zog sich der Wasserabfluß in einzelne größere Talungen des Gebirgs zurück, woselbst er offenbar nur geringe und stets abnehmende Breitenausdehnung hatte und von denen er sich durch die Schotter neue Wege suchte; die übrigen riesigen Flächen waren einer ständigen feuchten Verwitterung ausgesetzt bei vielen, verhältnismäßig nicht starken Niederschlagsvorgängen und ihrer bewegenden Verschwemmungsfolgen, welche durch den reichlichen Versitz verringert sind;¹⁾ das Grundwasser trat in die Tiefe weit zurück, Luft und die geringe Niederschlagsfeuchte wurden rasch in den Schotter eingesogen; alles sammelte sich in den entstehenden Vertiefungen und drang in seinen Wirkungen langsam nach unten.

Wenn nun trotz der erwähnten „Puffer“wirkungen doch die Verwitterungsdecke so stark werden konnte, so ist dies ein Beweis, daß der Auflösungsvorgang ein sehr kräftiger gewesen sein mußte. So konnte sich auch einmal um einen Trichter eine Geschiebeeinkalkung des tieferen Schotters bilden, die zapfenartig nach unten herunter hängt und wohl auf die seltenere Tatsache rascheren Gasverlustes nach unten und innen zurückzuführen ist. Im Innern des Schotterkörpers zeigen sich auch ohne eindringlichere Verwitterungserscheinungen Schichtbänder-artige Anreicherungen von Eisen- und Manganoxydhydrat, welche wohl dem zuerst abziehenden, später aber auch wieder gelegentlich anschwellenden und auch bis zu der Verwitterungsschicht aufsteigenden und nach der Niederterrassenschotterbildung wieder abfallenden Grundwasser(spiegel) [S. 146¹⁾] zuzuschreiben sind. Es wären diese Anreicherungen eher der Tatsache der queren Durchsinterung des älteren Lößlehms zu vergleichen, welche ich in Geogn. Jahresh. 1918 XXVI Fig. 1, 2, 7 Taf. III von verschiedenen Orten in Bayern dargestellt habe und welche neben dem oberflächlichen Verwitterungsvorgang einhergehen; ihre Herkunft ist wohl zum großen Teil auf die Umwandlung des grünen Bindemittels des tertiären Flinzes im Untergrund der diluvialen Schotter und in den vielen aufragenden Kuppen bzw. abflußlosen Mulden zuzuschreiben, welche ersteren auch die entfärbten Quarzsande unter und in der Hochterrasse selbst lieferten.

Das auf dem Tertiär sich im Diluv sammelnde Grundwasser (vgl. die erstmaligen Darlegungen von THIEM in „Münchener Wasserversorgung“ S. 11—23) tritt zwischen Puchheim und Aubing links der Isar, zwischen Riem, Dornach, Pliening rechts der Isar, N. von Wilfing im Sempttal aus der Niederterrasse heraus und bildet hier neben den Vertorfungen und unter ihnen die ausgedehnten Kalktufflager an der Tagoberfläche als Rest dessen, was nicht in älterer und jüngerer Zeit, besonders nach der Würmeiszeit zu Nagelfluhbildungen verbraucht wurde.

Mechanische Wirkungen des Verwitterungsvorgangs in den Trichtern der Hochterrasse (Rückschlüsse!).

Eine auffällige Tatsache bei allen Verwitterungstrichtern ist, daß neben der ziemlich scharfen Grenze die Geschiebe der benachbarten unverwitterten Masse eine Schleppung nach der Tiefe der Trichterweiterung erfahren; es ist das eine ganz

¹⁾ Die von Anfang an ziemlich ton- und lehmreiche Zusammensetzung der Hochterrassenschotter verhinderte ein allzu rasches Versitzen, wodurch einerseits der Verwitterungsvorgang erhöht wurde, andererseits aber auch der Steppencharakter der Rißschotterlandschaft vermindert werden mußte.

einfache Folge des senkrechten Zusammensitzens des hier in seiner Masse außerordentlich verringerten Schotterkörpers nach unten. Die Rückstände der Geschiebe, die zum Teil zu einem feinsandigen tonigen Lehm werden, schließen, durch Eisenrost und festgehaltene Feuchtigkeit noch schwerer geworden, nach unten zusammen und geben den nicht gewaltsamen aber häufigen Niederschlägen Gelegenheit zur Einschwemmung feineren Lehms; diese drücken die flachliegenden Geschiebe der unverwitterten Nachbarschaft einseitig nach unten und heben sie auf der Gegenseite etwas empor; der Druck pflanzt sich auf die damit verkeilten, etwas abständiger gelegenen Geschiebe fort und so kommt es, daß schließlich bei starker Höhenverringerung zwischen benachbarten Trichtergruben auf 30—50 cm die Geschiebe sogar fast senkrecht gestellt wurden.

Dieses Bild war lange Jahre in der Sohle der Lehmgruben von Bogenhausen deutlich zu verfolgen; im Querschnitt war es ebenso jahrelang in verschiedenster Form an der Kiesgrube am Steilrand neben dem Herzogpark zu sehen und in allen Einzelheiten des Verwitterungsvorgangs zu studieren. A. ROTHPLETZ, dem abgesagten Feind der Annahme der Verwitterung während in großen Zeiträumen zurückgetretener Vereisungen, schien der unzweideutige Aufschluß zu beweisen, daß ein „Gletscher“ diese wannenförmigen Vertiefungen hervorgerufen habe; mit der von ihm (Landeskundliche Forschungen der Geogr. Gesellsch. in München 1917 S. 143, vgl. Taf. 12 Fig. 2) angeführten Beobachtung einer Eiserosion von GELBERT und TARR läßt sich aber nicht vereinigen, daß die Geschiebe in den frisch bloßgelegten Gräben eng aneinandergedreht fast senkrecht stehen, wie man es bei seitlich emporgefalteten Schottern beobachten kann, und daß sie es auch in allen möglichen Richtungen und rund um die Wannen sind, so daß man auch nicht daran denken kann, daß sie von rein einseitigem Eisdruck emporgedreht worden wären. — Zu dieser Vorstellung fragt man sich auch, wer oder was soll nun den mehrere Meter tiefen Lehm darüber gebreitet haben und zwar mit so großer Vorsicht, daß die „Erosionsgräte“ in solcher Schärfe erhalten geblieben sind; und wenn der darüber liegende Lehm ein Verwitterungserzeugnis ist, welches Gestein soll dieses geliefert haben, wenn nicht der darunter liegende Schotter, mit welchem er engstens und ohne weitere Anzeichen glazialer Verfrachtung verbunden ist?

Durch die neuen Aufschlüsse der Kanalanlage für das Werk der „Mittleren Isar“ sind diese Trichter dicht aneinander gedrängt in großer Zahl und auffälliger Klarheit aufgeschlossen worden; es hat sich hier nirgends auch nur die leiseste Spur von Anzeichen irgend eines glazialen Schubes in dem obersten Schotter nachweisen lassen, noch ist eine Andeutung gegeben, daß es sich dabei um eine eigenartige Form von Erosion handle.

Die Lagerung der flachen nach unten etwas geschleppten Geschiebe neigt sich also dachziegelartig nach dem Innern des Verlehmungstrichters; hierdurch wird abgesehen davon, daß sich in ihm schon eine mittlere Tiefe bildet, welche Niederschlagsflüssigkeit sammelt, diese auch noch vom Trichterrand her nach unten innen abgeleitet und ihre seitliche Ausbreitung gehemmt, sozusagen nach innen konzentriert; auch wird dieser Bewegungskranz den Decklehm nach oben hin stets lockern und dem Einzug von Wasser lange Zeit hindurch neue Gelegenheit bieten.

Wenn wir die nun so schön aufgeschlossenen Trichter zwischen Bogenhausen und Aufkirchen mit den Trichtern beim Luitpoldpark vergleichen, so ist hervorzuheben, daß die starke Eintiefung der Trichter und die stark schleppende Seitenwirkung auf die benachbarte Geschiebemasse hier noch fast fehlt; dabei darf auch

darauf hingewiesen werden, daß die Verwitterungsoberfläche im Luitpoldpark fast 8 m tiefer liegt als die entsprechende auf der Ostseite der Isar. Dies kann nicht Folge der Verwitterung selbst sein, denn dann müßten die Verwitterungsanzeichen bei tieferem Vorrücken noch gesteigerter sein.

Wir kommen zu folgender Vorstellung:

Die Oberfläche des Hochterrassenschotters im Bereich des Luitpoldparks lag tiefer und kam erst beträchtlich später zur Verwitterung, d. h. sie war noch zu einer Zeit, in welcher die ostseitige Terrassenoberfläche ganz der Verwitterung ausgesetzt war, zum Teil noch von abfließendem Wasser übergossen und wurde erst später bei noch geringer werdenden Abflüssen aus den Alpen trocken gelegt und der Verwitterung preisgegeben. — Vielleicht hängen auch hiermit die oben besprochenen Unregelmäßigkeiten, die in Fig. 3 dargestellt sind, noch zusammen. Bemerkenswert ist zweifellos hier auch das Bild weiter auseinander liegender und recht verschieden tief eingedrungener Verwitterung, wobei allerdings in Rechnung zu ziehen ist, daß die frei liegenden Hochterrassenschotter mit Decklehm bis zur Gegenwart einer allerdings mit der Tiefenzunahme abnehmenden Verwitterungswirkung ausgesetzt gewesen sind, während die Schotter im Luitpoldpark seit älterer Niederterrassenzeit der Oberflächenverwitterung entzogen sind. Dies gilt auch für die von PENCK bei Grünwald entdeckte berühmte Stelle und für zwei andere mir zwischen der Großhesseloher Brücke und Geiseltasteig bekannte Aufschlüsse, welche ich im Jahre 1915 Prof. LEPSIUS zeigen konnte; auch diese liegen scheinbar tiefer als die Grundfläche des benachbarten Lehms anzunehmen ist.

Daß der Verwitterungsvorgang bei zunehmender Tiefe durch die allmählich sich dort ansammelnden, für Wasser schwer durchdringlichen tonigen Substanzen eingeschränkt und gehemmt wird, das scheint daraus hervorzugehen, daß in der großen Haidhausen-Föhringer Decklehminsel die Verwitterung schließlich seitlich auf die geschleppten Geschiebe der Zwischentrichterwände übergreift und sie in steiler Stellung zur Entkalkung bringt; das zeigt die Fig. 6 von einer Stelle unterhalb Unterföhring.

Dies könnte weiter dazu führen, daß nur noch geringe Unebenheiten in der Verwitterungslage bestehen bleiben, welches schließlich an Stellen wo, wie dies bei Notzing und W. Erding beobachtet werden kann, der Verwitterungslehm zum Teil ausgeblasen und aufgearbeitet (S. 166) ist, vor Absatz des Lösses zu einer auch völligen Ausebenung der quarzigen Geröllrückstände führt (Niederding).

Die geologischen Orgeln und der Verwitterungsvorgang über dem Deckenschotter.

Um zu der umstrittenen Frage der geologischen Orgeln Stellung nehmen zu können, habe ich vor Jahren sowohl im Isartal als bei Deisenhofen längs der ganzen Höhe einzelner Röhren von den Geröllen der unveränderten Wand Splitter abgeschlagen, um festzustellen, wie viel durchschnittlich von solchen Geröllen des Deckenschotters selbst zu den entkalkten kieseligen Geröllen der Röhrenfüllungen beitragen könnten. Ich habe sie mit schwachen Säuren langsam behandelt, um den möglichen Zusammenhalt des etwaigen Kieselgerüsts verhältnismäßig wenig ungünstig zu beeinflussen. Das Ergebnis war recht gering; viele Splitter lösten sich fast ohne Rückstand auf, manche gaben nur einen geringen, rasch oxydierenden, tonig flockigen oder ganz feinsandigen Rückstand; nur wenige Splitter verblieben, in einem mürbesteren Kieselgerüst zusammenhaltend; das Verhältnis schien in beiden Fällen

etwa 1:20. Ich konnte den Vergleich nicht mehr weiter fortsetzen; auch das bloße Auge schien noch ein stärkeres Mißverhältnis zwischen den „Kieselgerüst“-geschieben in der Wand und in der Füllung einerseits und den einen lehmig-sandigen Ton liefernden Geröllen an beiden Stellen zu versichern; es hätte zu der strengeren Durchführung des Vergleichs der Beobachtung an frisch angebrochenen Röhren bedurft, welche ich aber nicht mehr antraf.

Das Ergebnis hat mich allerdings nicht in das Lager der Gegner der Verwitterungserklärung getrieben, weil mir aus der einfacheren Tatsache der Entstehung der Verwitterungstrichter doch bekannt geworden war, daß das in einem solchen zum Zusammensitzen gekommene Geschiebe- und Tongemenge dem Rückstand aus einem Schotter von viel größerer Mächtigkeit entspricht, so daß auch hier der Vergleich zwischen den einen solchen Rückstand ermöglichenden Geröllen in der unberührt gebliebenen Trichterwand und der Zahl der Gerölle nebst der Menge des sandigen Lehms im Innern eines solchen ein großes Mißverhältnis darstellen muß.

Wir müssen also fordern, daß die verwitternde Masse über dem Deckenschotter eine viel größere Höhe gehabt haben muß, daß für jede Orgelröhre zunächst noch nach oben eine die Geschiebemenge vermehrende Durchmesserzunahme hinzuzudenken ist, was die schwierige Annahme einer hoch und rein senkrecht in die Höhe gehenden Röhre zum Teil unnötig macht. Wir kommen hiermit zu der Vorstellung einer an die Röhren sich oben anschließenden Trichterweiterung; hiermit ist auch die Auffassung der Entstehung in einem lockeren Schotter gegeben, wobei sich die Verwitterungseinsenkung anfangs mehr verbreitert als vertieft, bis der Schleppungseinfluß so groß geworden ist, daß, wie oben ausgeführt, eine volle tatsächliche Trichterwirkung (S. 155) eintrat, welche in die untere Spitze des Trichters die ganze Vollkraft der Auflösungswirkung verlegte. Diese Trichterentstehung hat auch so lange noch eine äußere Möglichkeit, als der Schotter noch bewegliche Gerölle hat, welche sich schleppend abwärts drehen lassen; sie wird sofort aufhören, wenn die Verwitterung in eine gehärtete Nagelfluh übergeht; hier ist also die Wahrscheinlichkeit gegeben, daß die in die Tiefe dringende Verwitterung eine einfach säulen- oder röhrenförmige wird.

Wir würden also auf diese Weise zu der Folgerung kommen, daß über der Deckenschotternagelfluh ursprünglich noch ein lockerer, eng zugehöriger Schotter gestanden haben mußte, gegen welchen erstere als eine von fast unten nach oben vor sich gehende, aufwärts wachsende Grundwasser-Kalkbindung eines einheftlichen Schotterkörpers zu betrachten wäre. In der Tat gibt es z. B. im Lechtalgebiet bei Schongau im Deckenschotter eine obere nicht gebundene Abteilung, von welcher sich die untere nur durch die Bindung unterscheidet und welche keine Sonderentstehungsanzeichen hat. Sie ist dort nach oben abgeschlossen durch eine lehmig-sandige Decklage, auf welcher die Würmmoräne liegt. Eine Verwitterung ist hier ebenso wenig zu beobachten wie eine Abtragung mit Bestimmtheit zu behaupten ist, welche wir aber im Bereich der Hochterrasse und der äußeren Zone der inneren Moräne im Isargebiet in starker Wirkung kennen. Hier konnte also die lockere Deckenschotterflur über dem Nagelfluhkörper mit ihren in die Orgeln mündenden Verwitterungstrichtern bis auf die Nagelfluh durch die Ereignisse der Reiß- und Würmeiszeit abgetragen werden, wie wir ja die abschleifende Tätigkeit des Würmgletschers bei Schäftlarn und bei Starnberg selbst an der widerstandsfähigen Nagelfluh kennen. Wir sind bei Schongau aber auch in einer um 200 m größeren Höhenlage des Decken-

schotters, wobei auch die feinkörnige und sandig-lehmige Abschlußlage des Deckenschotters eine größere Mächtigkeit erreicht haben konnte, so daß auch das dort vorliegende Profil nur ein Abtragungsrest der Zerstörungswirkung der folgenden Eiszeiten wäre. Vielleicht war auch diese Stelle durch eine baldige Überdeckung der Verwitterung entzogen.

Warum nun in einem Fall im Deckenschotter die Verwitterung in Orgelröhren, im anderen Falle als breitere Verwitterungsdecke in eine flache Senke hinein, wie bei Höllriegelskreut, erfolgte, das würde nach dem obigen Erklärungsversuch darin beruhen, daß schon in dem hangenden lockeren Schotter die Einzeltrichter in eine breitere Gesamtrichtermulde einbezogen wurden (S. 147) und daß hier eine Abnahme in der Erhärtung zur Nagelfluh auch noch vorgelegen hat.

Was den Verwitterungslehm am Höllriegelskreuther Aufschluß betrifft, so habe ich nach unseren frischen Einschnitten, welche ich 1914 im Verein mit Dr. SCHRÖDER machen ließ, feststellen können, daß die Conchylien sich in dessen oberer Hälfte einstellen, woselbst ganz oben einseitig auch sandige Schmitzen mit kalkigen Konkretionen auftreten (vgl. auch R. SCHRÖDER a. a. O. S. 14); Kornzusammensetzung und Kalkgehalt sind unten in der Aufstellung S. 161 gegeben. Das Profil deutet auf eine Verwitterungsdecke, in deren obersten Flur Einschwemmungen von Schlämmrückständen des Verwitterungslehms durch strömendes Wasser stattfanden, womit auch die Conchylien hereingebracht wären; da nach R. SCHRÖDER die Conchylien mit denen des Hochterrassenschotters übereinstimmen, so gehört die Umlagerung der beginnenden Rißeiszeit an. Ob hierbei an eine vor dem Eisrand der äußeren Moräne der Rißeiszeit beginnende Lößbildung gedacht werden kann, das ist noch fraglich, aber trotz des nicht gerade typischen Lößcharakters auch nicht ausgeschlossen; es müßte dabei wohl an einen frühen Zeitraum des vorrückenden Reißgletschers weit im Süden des jetzigen Restsaums der sogen. äußeren Moräne gedacht werden, an das, was jetzt zwischen Würmmoräne und Deckenschotter verschwunden ist; bei weiterem Vorrücken des Gletschers wären die äußeren Moränen und Hochterrassenschotter über diesen „Löß“ hinübergewandert. Die undeutliche Trennung zwischen Conchylien-führendem „Löß“ und dem Verwitterungslehm könnte vielleicht an eine äolische Aufarbeitung und Verschmelzung erinnern (vgl. S. 166); auch hinsichtlich des Sandes dürfen wir, was äolische Herkunft betrifft, nicht zu enge Grenzen ziehen.

Die Ursache der Einseitigkeit des Talprofils bei München.

Es ist eine in geologischen Schriften mehrfach berührte, nicht in vollem Umfang erkannte und auch verschiedentlich aufgefaßte Tatsache, daß bis in die kleinsten Talverzweigungen nordsüdlicher Täler hinauf die Osthänge des Talprofils steil sind, daß der Bachlauf diesem Hang genähert ist, daß die flacheren Westhänge die diluvialen Schotter und hauptsächlich den Löß tragen; es gilt dies für südnördliche und nordsüdliche Talverläufe, ebenso für verschieden einfallende oder massige Formationen. Ich habe das darauf zurückgeführt, daß, wie in diesen Seitentälchen ein stärkeres Gefälle noch jetzt vorherrscht, in früheren Zeiten bei reicheren Wasserniederschlägen das von oben in stärkerem Gefälle niederschießende Wasser eine Fallablenkung nach Osten erfährt, daß es die Osthänge unterspült und so dort einerseits neben dem Aufschluß der tiefsten Schichten die Entstehung der Steilhänge hervorruft; andererseits wird ein flacher Westhang als eine allmählich sich

senkende Aneinanderreihung von Talbodenstreifen erzeugt.¹⁾ Dies gilt auch für die größeren Flüsse und besonders für diejenigen Abschnitte des Flußverlaufs, für welche sich ein stärkeres Gefälle bemerkbar macht, wenn z. B. durch quere Riegel im höheren Tallauf eine Verzögerung des Wasserflusses und eine Aufstauung bewirkt wird; oberhalb des Riegels wird durch seitliches Ausweichen und Abtragen eine Talweitung zur Wasserfassung hervorgebracht; unterhalb tritt die Wirkung des stärkeren Gefälles ein und das Tal erhält sein vertieftes und einseitiges Profil [vgl. Erl. z. Bl. Mellrichstadt 1917 S. 34¹⁾].

Ich habe in den Erläuterungen zu Blatt Donnersberg (Rheinpfalz) S. 230—232 darauf hingewiesen, daß wie der Rhein so auch Inn und Isar diese Tatsache an wichtigen Stellen erkennen lassen, der Inn bei seinem Austritt aus dem Gebirge zwischen Brannenburg und Rosenheim, die Isar zwischen Mittenwald und Wallgau und auch bei München; auch für den Lech gilt das an kennzeichnenden Stellen. (Vgl. auch für die rheinische Niederterrasse unterhalb Basel d. Jahresh. die Tafel von E. KRAUS.)

Zwischen Grünwald und Großhesselohe²⁾ fließt die Isar in einer ziemlich gleichbleibenden, 4,5 km langen, fast klammartigen Enge; unmittelbar oberhalb dieser zeigen sich, beginnend mit der Epolding-Mühltaler Bucht auf der Ostseite, welche einer älteren und einer jüngeren seitlichen Ausnagungskrümmung entspricht, nach Wolfratshausen zu eine größere Talbreite mit noch jetzt von einer Seite zur andern hin und her schwingendem Flußlauf. In der Enge ist die Isar in zwei Nagelfluherhärtungen eingengt, von welchen die des Deckenschotters die tiefere und stärkere ist; beide mußten in steigendem Maße Fließverzögerungen bewirken, welche an Talweitungen des Oberlaufs oberhalb der Enge bemerkbar sind. Wie haben nun jene auf die Absätze unterhalb der Enge gewirkt? Noch zu beiden Seiten der Enge haben wir eine Schotterebene der Niederterrasse, welche östlich und westlich dieselbe Höhenentwicklung besitzt und einzelne Inseln der Hochterrasse umschließt. Unterhalb der Enge lösen sich oberhalb Thalkirchen-Hellabrunn aus dem Taleinschnitt zwei Steilränder ab, welche im Verhältnis zur Achse der Enge beiderseits ziemlich gleichmäßig auseinander weichen, von denen aber der östliche unterhalb Haidhausen mit dem steilen Ostrand des Tales verläuft, der westliche aber sich mehr und mehr vom Flußlauf entfernt und sich gegen Milbertshofen verliert; auf dieser Seite finden sich noch zwei Terrassenabzweigungen oberhalb und unterhalb der Stadt, deren Schotterebene sich sonst ziemlich allmählich nach dem Flußlauf zu senkt. — Auf der rechten Seite zeigt sich aber nur ein gerade gestreckter Steilrand, zunächst noch mit austreichender Nagelfluh der Hochterrassenschotter, dann sogar mit mehr und mehr auftauchendem Tertiär. — Hier erkennt man die Einseitigkeit sehr gut: auf der Ostseite ein geradliniger einheitlicher Steilrand, an welchem noch die ältesten Schichten des Talprofils entblößt sind, auf der Westseite ein terrasiertes Gehänge mit den jüngeren und jüngsten Überdeckungsgebilden, welche die älteren Lagen überhaupt nicht zu Tage treten lassen. Unterhalb der Enge hört die

¹⁾ Ich habe neuerdings an verschiedenen Stellen das stufenweise Herabrücken der Hochterrassenschotter beobachtet, so z. B. bei einem Bruchquerschnitt bei Neustift zwischen Ortenburg und Vilshofen und W. von Bayreuth.

²⁾ Hier zeigen sich die Abbruch-Felsblöcke des Deckenschotters zu einem großen Teil derart gelagert, daß ihre Schichtflächen gegen den Berg und nicht mit dem Gehänge einfallen. Es ist das die Form eines langsam vor sich gehenden Bergschliffes durch Unterweichung der tertiären Liegendtone; so bildet sich stellenweise eine tiefere Schuttermasse vor dem Steilhang, welche auch zu einem Hangkanal in Aussicht genommen wurde. Diese Art der Gehängeschuttentstehung (entfernt von einem eigentlichen Felssturz) ist von der Talform nicht abhängig.

starke Nagelfluh auf, das aus der Enge mit größerer Gewalt ausbrechende Wasser schuf sich hier bald eine rasch zunehmende Gefällshöhe, welche zu sich steigender östlicher Ablenkung und zur Steilrandbildung auf der Ostseite führte. Der Steilrand selbst ist mehrfach bei den Arbeiten an dem Kanal der „Mittleren Isar“ unter Schutt zu Tage getreten.

In der Gegenwart ist der Flußlauf wieder von dem Steilrand zurückgetreten; durch die Anschneidung des Tertiärs auf der Ostseite ist hier der Wasserspeicher auf dieser Seite stark angezapft worden. Wie dies einerseits den Grundwasserspiegel im Gleißental so tief legte, daß das Tal ein Trockental werden mußte, so trieben die Quellzuflüsse einerseits und nach dem erfolgten Gefällsausgleich das nachlassende Gefälle des Flusses selbst von dem geradlinigen Verfolgen der kürzesten Linie ab.

Die gleichen Tatsachen lassen sich auch für die Würm, besonders deutlich bei Pasing, in einiger Hinsicht auch für das Gleißental und für jene alte Fortsetzung der Mangfall nach Norden an Helfendorf, Peiß, Aying, in der Richtung auf Egmatting, welche später aus der Talentwicklung abgestoßen wird (infolge der Durchnagung eines Seitentälchens von der Leitzach her und der Ablenkung der Mangfall nach Osten bei Grub) aussprechen.¹⁾ Westlich weite, vielfacher terrassierte flachere Ebenen, östlich schmale Terrassen und Steilränder mit dem Auftauchen der tiefsten Formationsglieder, der tiefsten und jüngsten Annagung der ursprünglich immer etwas weiter westlich gelegenen Flußläufe, die mit jedem nach Osten-Rücken auch eine kleine Stufe tiefer eindringen.

Daß die Quellausflüsse aus dem diluvialen Wasserspeicher eine verlagernde Kraft haben, geht auch daraus hervor, daß sie selbst als durch lang konstante Höhenlage gespannte Wasserläufe betrachtet werden müssen und als solche auch eine Ostablenkung erhalten. Die Dorfen und die Sempt beweisen dies deutlich; der Strogenbach besitzt (vgl. v. AMMON, Karte der Gegend von München) zwischen dem Ort Strogen, Wartenberg und nördlich das einseitige Talbild wie dies für das übrige z. B. oberbayerische und niederbayerische Tertiärgebiet gilt (Geogn. Jahresh. 1918/19 S. 93—94).

Die Lehme nach ihrer Kornzusammensetzung; der Löß.

Die nebenstehende Aufstellung gibt die Kornscheidungen der verschiedenen feinkörnigen Absätze im Luitpoldpark-Bereich von 1 bis 8. Die steinige Verwitterungsschicht hat neben den „Steinen“ die höchsten Prozente an Sand und Feinsand. In dieser Hinsicht kommt sie der steinigen Verwitterungsschicht des Deckenschotters bei Höllriegelsgreuth nahe, welchen ich 1914 bei einer teilweisen schurfschlitzartigen Aufräumung des Aufschlusses zur Gewinnung einer einwandfreien und genügenden Fauna für Direktor Dr. SCHRÖDER einsammelte. Der Verwitterungslehm Nr. 4 von Fig. 4 oben links stimmt hiermit besser überein. — Der Lehm aus der „stein“freien Oberschicht vom Luitpoldpark (Fig. 2) ist außerordentlich viel feinkörniger und nähert sich sehr jenem Brocken von „Conchylien“lehm, der auf der Seite in dem Trichter bei seiner seitlichen Wachstumsausdehnung hereingebrochen ist und einen Entkalkungsrest darstellt, der vielleicht „Staubförmiges“ genug abgegeben hat; diese letztere Sonderungsfeststellung ist hinsichtlich der Feinkörnigkeit durch den Lehm Fig. 4 Mitte noch übertroffen, welcher so viel Staub enthält, daß man an den Bereich der Untergrenze typischer Lößkörnungen denken kann mit

¹⁾ Ich habe die dortigen Verhältnisse in gemeinsamen Begehungen mit Prof. MERZBÄCHER und Dr. REUTER zur Vorbereitung und Führung von Ausflügen der Geographischen Gesellschaft in München näher kennen zu lernen Gelegenheit gehabt.

zwischen 44 und 49% Staub und 47 und 42% Abschlümbarem. Der sonst löß-ähnliche Conchylienlehm Fig. 1 (Nr. 8) ist noch feinkörniger bzw. „ton“reicher. Keinesfalls kann aber die Verwitterungsschicht von Höllriegelskreuth 9 fernerhin als typischer Löß angesprochen werden, am allerwenigsten jene mehr sandige Deck- schicht, welche in Nr. 9a dargestellt ist und auch noch Conchylien enthält.

	100 Teile Rohprobe enthalten		100 Teile Feinerde (unter 2mm Korn- größe) enthalten				Kalkgehalt n. PASSON
	> 5 mm	5-2 mm	Sand (0 bis 0,1)	Fein- sand (0,1 b. 0,05)	Staub (0,05 b. 0,01)	Ab- schlüm- bares	
			%	%	%	%	%
1. Verwitterungs-Lehm vom Haupt- trichter, obere Flur (Fig. 2) . . .	—	—	9	5	42	44	—
2. Desgl. mit steiniger Flur (Fig. 2) .	—	—	12	11	40	47	—
3. Desgl. Conchylienlehm-Brocken in Fig. 2 links oben . . .	—	—	7	8	46	39	—
4. Verwitterungs-Lehm von Fig. 4 oben links, obere Schicht . . .	—	—	14	8	29	49	1,5
5. Desgl. untere steinige Flur (Fig. 4 oben) . . .	29	5	22	10	22	46	4,0
6. II. Verwitterungstricht., steinig, ohne oberen Lehm (Fig. 4 oben rechts) .	38	2	28	8	17	47	4,8
7. Conchylien-Lehm zwischen 5 und 6 (in Fig. 4 oben Mitte) . . .	—	—	5	7	46	42	—
8. Conchylien-Lehm (Fig. 1 rechts der Mitte) . . .	—	—	5	9	35	51	7,0
9. Deckenschott.-L., Höllriegelskreuth							
a) sandige lehmige Flur . . .	1,4	0,3	13	13	32	42	—
oben	—	—	—	—	—	—	13,6
mitten	—	—	—	—	—	—	63
unten	—	—	—	—	—	—	40
b) obere lehmige Flur	0,5	0,8	11	12	31	46	14 u. 19
c) untere steinige Flur	2	2	15	14	33	38	8,5 ¹⁾
10. Verwitterungs-Lehm von Aufkirchen	—	—	2	12	38	48	—
11. Untere Schwarzerde von Aufkirchen	—	—	3	9	44	24	—
12. Unterer Löß von Aufkirchen . . .	—	—	2	12	51	35	0,8
13. Oberer Lößlehm von Aufkirchen . .	—	0,1	5	11	48	36	0,4
14. Obere Schwarzerde von Aufkirchen	—	—	2	10	33	55	—
15. Oberer Löß von Aufkirchen	—	—	1	8	55	36	40
16. Lößlehm, Kissingen, Hard							
unten	—	—	4	6	47	43	0,09
mitten	—	—	2	5	49	44	0,14
oben	—	—	2	6	38	54	0,12
17. Lößlehm von Nüdlingen (Erl. z. Bl. Kissingen)	0,15	0,05	2	5	39	53	3
18. Lößlehm von Euerdorf (Erl. z. Bl. Euerdorf)	—	—	3	7	48	42	12
19. Lößlehm von Ebenhausen (Erl. z. Bl. Ebenhausen)	—	—	1	4	42	50	0,05
20. Lößlehm von Unsleben (Erl. z. Bl. Mellrichstadt)	—	—	5	7	45	43	7,91
21. Lößlehm von Mittelstreu (Erl. z. Bl. Mellrichstadt)	—	—	3	6	44	47	0,35
22. Lößlehm von Oberstreu (Erl. z. Bl. Mellrichstadt)	—	—	9	5	43	43	—
23. Lößlehm von Marklkofen (Niederb.)							
älterer Löß	—	—	14	8	40	38	0,12
jüngerer Löß	—	—	9	7	38	46	0,10
24. Lößlehm von Prunn	—	—	9	9	50	32	25
25. Lößlehm von Mainburg	—	—	7	5	41	47	—

¹⁾ Es ist die Frage, ob der Kalkgehalt hier, statt ein Zeichen unvollkommener Entkalkung zu sein, nicht zum Teil auf einen Lösungseinzug des mit einer schwachen Nagelfluh beginnenden Hochterrassenschotters zurückzuführen ist.

Das Wichtige scheint mir, daß die Conchylien-führenden Lehme vom Luitpoldpark an Farbe, Korn- (Staub-) und Conchyliengehalt ganz ungleich mehr Berechtigung besitzen als Löß angesprochen zu werden; man könnte vielleicht sagen, es seien in flache seitliche Wassertümpel eines Flußbettufers versenkte Lößstaubmassen. — Da ist darauf hinzuweisen, daß ich aus der Betrachtung eines mächtigen Aufschlusses bei Kallstadt unweit Bad Dürkheim (Erl. z. Bl. Donnersberg S. 227 Fig. 83) zu der Anschauung kam, daß hier eine „ältere Lößbildung schon zur Zeit der ausgehenden Hochterrassenentstehung stattfand, daß sie aber gegen einen jüngeren Löß durch eine humide Epoche unterbrochen wurde“. In neuerer Zeit hat sich W. KOEHNE, der verdienstvolle Förderer der Spezialuntersuchungen im bayerischen Diluvium, in Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1921 Nr. 4/5 S. 69 in „Alter und Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern“ für die Ansicht von R. LAUTERBORN über die Lößentstehung als Staubbildung aus Schotterbänken der glazialen Abflusstäler ausgesprochen. Unsere Conchylienlehme vom Luitpoldpark können natürlich nicht als solche primäre Ablagerungen von Gletscherschlamm betrachtet werden; es sind vielmehr Lehme, welche eher aus einer längeren Zeit trocken liegenden, einer schwachen Vegetation und Verwitterung erlitten habenden Still- oder Altwassergebiet stammen, aber sehr wohl ebenso durch den Wind, wie durch eine recht schwache Strömung verfrachtet sein konnten. R. SCHRÖDER hält die Fauna für eine „zusammengeschwemmte“ Uferfauna in dem kalten Klima der Hochterrassenzeit. Wie dem auch sei, zweifellos kann durch den Nachweis des Auftretens solcher außerordentlich Löß-ähnlichen Sedimente die Ansicht gestützt werden, daß der wirkliche Löß aus derartigen Schlammbildungen durch Sturmaufwirbelungen oder Windverfrachtungen entstanden sein könne.

W. KOEHNE denkt nun an die Zeiten des Vorrückens des Gletschers, wenn er auch das Gelände unmittelbar vor dem Eisrand zur Bildung von größeren Ablagerungen von Gletschertrübe nicht geeignet fand; dies würde auch für den Höllriegelskreuther „Löß“ gelten können (S. 158). Demgegenüber möchte jemand die Zeit des Abschmelzens der ungeheuren Eismassen und der mechanischen Verarbeitung der Moränenschotter, besonders die Abschwemmung der lehmigen Grundmoränen¹⁾ für eine Zeit der stärksten Schlammverbreitungen und ihrer Aufwirbelungen am günstigsten halten, wenn diese Fläche nicht durch die vielfachen moränen Einzelbildungen mehr und weniger umfangreich zugedeckt worden wäre.

Wenn dies mit den „Lößschmitzen in den höheren Lagen des Hochterrassensandes von Kallstadt (s. oben) vielleicht in Einklang gebracht würde, so könnte hiermit auch die Lößconchylienfauna zusammengepaßt werden, welche ihrem klimatologischen Charakter nach zwar kalt, aber nach SCHRÖDER sich doch dem unseres heutigen Klimas annähert; KOEHNE denkt bei der Lößentstehung hauptsächlich an die Würmeiszeit und das Vorrücken des Gletschers, wozu aber die nach SCHRÖDER ein gemäßigeres Klima verlangende voralpine Lößfauna nicht passen würde; mit dem Vorrücken des Gletschers würde eher die klimatologische Kennzeichnung der Fauna der Lehme vom Luitpoldpark übereinstimmen. Freilich wird für den norddeutschen Löß eine Kälteperiode durchaus vorausgesetzt.

Nach dem Ausgehen der eine Lößbildung begleitenden Steppenperiode, in welcher der geringe und undichte Pflanzenbestand gerade die Aufwirbelung und Siebung der in Verwitterungsbeginn begriffenen Schlammabsätze von großen fluvioglazial gebildeten Flächen noch ermöglichte, setzt ein warmes und feuchtes Klima

¹⁾ Dieser Anschauung gibt besonders EM. KAYSER im Abriß der allg. u. stratigr. Geologie 1920 S. 407 deutlichen Ausdruck.

ein, welches aber nicht zu starken Flußbildungen Anlaß geben konnte, weil ein großer Teil der Niederschläge von den Schottern rasch aufgesogen wurde; aus dieser Zeit stammt die Verwitterung der Hochterrassenschotter und die etwaige Verwitterung des ältesten „Lösses“ auf den Deckenschottern, soweit sie freilagen.

Ich habe der Feststellung eines älteren Lösses und seiner oberflächlichen und inneren Verwitterungsverlehmung in Aufschlüssen der Rheinpfalz, Franken und Niederbayern einige Sorgfalt gewidmet.¹⁾ Im vorigen Jahre konnte ich auf einer dienstlichen Besichtigung der Kanalaufschlüsse mit Dr. L. REUTER²⁾ auch bei Aufhausen nächst Erding einen älteren und jüngeren Löß in ihrer Auflagerung auf Tertiär über und seitlich von der Verbreitung der Hochterrassenschotter (mit tiefen und breiten Verwitterungstrichtern und steilgeschleppten Geröllen in der seitlichen Schotternachbarschaft) an zwei Stellen deutlich feststellen. Der jüngere Löß reicht also in Oberbayern in die südlichste Verbreitung eines Lösses hinein; er ist natürlich nicht überall von dem älteren durch gut erhaltene Verlehmungs- bzw. Vermoorungsanzeichen trennbar (vgl. unten S. 167—168).

Es ist nun die Frage, ob der jüngere Löß für sich ein äolisches gleichzeitiges Erzeugnis mit der Niederterrasse bildet, soweit sie sich an die Abschwemmungen des Würmglätschers anschließt. Wir haben auf der nordpfälzischen Niederterrasse im Rheingebiet zahlreiche Sanddünen und in der Moorniederung, woselbst ich auch zahlreiche Windschliffe an Kieselgeröllen feststellte; diese sind aus der Ausblasung zum Teil höher gelegener Schotter (Hochterrassenschotter) entstanden; entfernter von den ausgebreiteten Niederterrassenschotterflächen, z. B. bei Dirmstein, tritt über einer Geröllzwischenlage typischer oberer Löß zum Teil auch mit humosen Zwischenbildungen auf (vgl. Erläut. z. Bl. Donnersberg S. 225—227). Die Niederterrasse ist zweifellos mit der Lößentstehung in engem Zusammenhang und nicht nur W. KOEHNE, sondern auch andere Forscher glauben an nur diesen Löß, wengleich ersterer dem „Löß über dem Deckenschotter“ nur wegen seines gering ausgedehnten Anstehens geringere Wichtigkeit beimißt. Ich erwähne hierbei die mit der Urgeschichte des Menschen in Deutschland zum erstenmal übersichtlich und deutsch hantierende Arbeit von Dr. WIEGERS: „Diluvialprähistorie als geologische Wissenschaft“ (Abhandl. d. Preuß. Landesanstalt 1921 u. Prähistor. Zeitschr. 1909 Nr. 37).

Wegen dieser erhöhten Wichtigkeit der Frage seien nun die Profile von Aufkirchen und Notzing genauer behandelt.

Die Aufschlüsse im Kanaleinschnitt bei Aufkirchen und in Gruben bei Notzing.

(Zweite Tafel, Fig. 9—13.)

A. Das Diluvium liegt bei Aufkirchen mit Hochterrasse, Löß und Lößlehm unmittelbar auf tertiären Sanden und Tonen, in deren Verlauf auch eine Mergelbank

¹⁾ Ein schönes Lößprofil mit durch eine Verwitterungsschicht etc. getrenntem älterem Löß habe ich NW. von Schweinfurt im vergangenen Sommer einer dortigen Lehrerversammlung vorgeführt. Andere Tatsachen des Bestehens älteren und jüngeren Lösses fand ich neuerdings bei Zeitlarn SO. von Vilshofen und N. von Eitensheim NW. von Ingolstadt. Es sei auch nachgeholt, daß geistl. Rat Jos. STADLER, Passau, schon im Jahre 1916 in seiner Schrift „Der Löß um Passau“ S. 70 etc. (Passau bei Ablaßmayer & Penniger) einen älteren und jüngeren Löß zwischen Pleinting und Langenisarhofen feststellte, ersteren mit der auch von mir erwähnten Rotlehmdecke. Ob die von ihm angeführte Schwarzerde (S. 74) den festen Begriff dieser Bildung trifft, scheint mir zweifelhaft (vgl. S. 168).

²⁾ Bei dieser Gelegenheit habe ich mich mit Dr. REUTER überzeugt, daß die Angabe in dem sonst auch in den äußersten, damals nicht leicht zu erreichenden südöstlichen Randgebieten zuverlässigen Kärtchen von L. v. AMMON, der Aufkirchener Hügel bestehe bis über Kempfing hinaus aus äußerer Moräne, nicht aufrecht zu halten ist; es ist durchaus tertiäres Gelände.

mit *Unio cf. flabellatus* enthalten ist, welche ich auch bei guter Erhaltung von Herrn Inspektor KANDLER von den Kanalbauten auf der linken Isarseite erhalten habe. An der Kraftstufe bei der Basis-Pyramide liegt Löß mit vielen Conchylien auf einem mit Brauneisen gebundenen schmalen Gehängeschutt von Quarzkieseln, einem Abschwemmungsrückstand des Tertiärs, zum Teil auf einer nach Osten gewendeten Gehängebiegung des Untergrunds. Die oberste Schicht ist von Conchylien freigewordener Lößlehm, dessen Entkalkungsrand eine haarscharfe Linie im Querschnitt darstellt.

Gegenüber dieser einfachen hochliegenden Lagerungsfolge ist das etwa 16 m tiefer liegende Kanalprofil neben der Straße Aufkirchen—Notzing, welches ungefähr 12 m gut aufgeschlossen ist (Fig. 9) zu behandeln; von unten nach oben liegen über 2,0 m grauen lockeren tertiären Sandes

I. etwa 4 m Hochterrassenschotter in einer Entwicklung, wie sie die obersten Unteren Schotter im Luitpoldpark besitzen. Die Verwitterungskruste hat unten flachtrichterige, im Bild nur angedeutete Gruben mit wechselndem mächtigem dunkelbraunen Verwitterungssand (mit Geröll) von 20—50 cm; darüber liegt durchschnittlich 1 m gelbbrauner, mit rötlichbraunen Flecken versehener und oben mit einem Brauneisenband abschließender Verwitterungslehm, noch hie und da mit quarzigen Geschieben.

II. Darüber folgt 1. auf der westlichen Kanalseite (Fig. 9)

- a) etwa 1 m dunkelgraubrauner, stark humoser, sehr feinsandiger Lehm mit schwarzbraunen wagrechten Fluren, der nach oben ohne scharfe Grenze
- b) in 0,75 m reichlich Conchylien führenden, hellgraugelben, ebenso feinsandig-staubigen Löß übergeht (Conchylien im Bild lebensgroß gezeichnet).
- c) Darüber liegen sehr fein, auch wellig und böschungsmäßig gelagerte gelbbraune Lehme ohne Conchylien, unten mit Quarzgeröll; die Bänderung besteht in einem Wechsel von hellgelber und zum Teil grau-grünlicher Feinerde.
- d) Darüber liegt (Fig. 9 links) ein oben hellgelbgrauer Löß mit reichlich Conchylien, von ungefähr 1,0 m und einer fast gleich starken Entkalkungsdecke. Diese beiden letzten Abteilungen entsprechen dem erwähnten, auf das Tertiär hinüberschreitenden Löß und Lößlehm mit liegender Quarzkieselanreicherung einer Gehängebildung.

II. Auf der anderen etwa 6 m entfernten Seite des Kanaleinschnitts ist aber an der alten Straße die Lagerungsfolge etwas anders (Fig. 10), wobei aber festzustellen ist, daß sie unterhalb der neuen Brücke auch auf die Westseite hinüber-rückt (Fig. 9 rechts). Über einem 0,75 m mächtigen, unten in rotbraunen Lehm mit entkalkten Geschieben übergehenden Verwitterungslehm mit einem eisen-schüssigen Abschluß ist folgendes zu erwähnen:

- a) von Fig. 9 fehlt hier;
- b) darüber liegt ein oben klotziger, unten mit Manganknöllchen (*) versehener, stellenweise gebänderter, weiter Kanal-abwärts aber Conchylien führender Lößlehm von etwa 1 m;
- c) dann folgt nach oben über 3 cm starken Quarzgeröllschmitzen und einer nördlich davon dafür eintretenden Sandlage von 15 cm ein Lößlehm-artiger Lehm mit zahlreichen ausgelaugten Würzelchen, der überdeckt ist von:
- c¹) 0,1—0,5 m starkem, gleichmäßig dunkelbraunschwarzem tonigem Lehm, der petrographisch als Schwarzerde bezeichnet werden darf; er zieht

(Fig. 9 rechts) nach der andern Kanalseite und keilt nördlich und südlich aus, verliert sich aber auch auf der östlichen; er geht nach unten in dunkelbraunen bröckeligen Lehm über und ist überlagert

d) von oberem Löß mit Conchylien (1 m) und seiner Entkalkungsflur (1 m).

Die Schwarzerde-artige Ablagerung fand ich zuerst hinter den obersten Häusern von Aufkirchen etwa 5 m höher in einem kleinen Aufschluß (S. 163) in etwas größerer Höhenlage als die erwähnte Anlagerungsstelle des oberen Lösses an der Tertiärkuppe, die, wie ich mich mit Dr. L. REUTER überzeugte, auch nicht zur äußeren Moräne gehört; die Schwarzerdelage hat nach dem Nordhang der Kuppe ein der Lößoberfläche etwa entsprechendes Einfallen.

Das wichtige Ergebnis an solchen selten sich darbietenden Einheitsquerschnitten auf diesem Hang ist also die Tatsache, daß sich über regelrecht entwickelter Verwitterungsdecke des Hochterrassenschotters eine doppelte Lößbildung in senkrechtem Aufschluß übereinander aufbaut, daß diese Lößbildungen beide stellenweise eine erhebliche Schwarzerde-artige Grundflur, zum Teil mit der Neigung der Lößoberfläche haben und daß Züge von Sand und Geröllen ihre Trennung verschärfen.

Die beiden aber offenbar nahe zusammengehörigen Lößbildungen müssen in die Zeit des Würmgletschers fallen und ihre Trennung scheint in die Zeit einer „Schwankung“ hereinzugehören; darnach wäre die Haupt-Lößentstehung glazial, nicht interglazial (bzw. interstadial).

B. Grubenaufschlüsse S. Notzing, W. von Aufkirchen (Fig. 11—18). Südlich des Schloßguts Notzing liegen etwa 1200 m nach WSW. von den erstbehandelten Kanalaufschlüssen in ungefähr gleicher Höhenlage mit der ergrabenen Oberkante des Hochterrassenschotters bei Aufkirchen die Hochterrassenschotter, welche aber hier am Westgehänge des nordsüdlichen Schwaben—Eitinger Höhenzugs 2—3 m über der daneben gelegenen, mit Torf und Kalksinter bedeckten Niederterrassenverebnung zu Tag ausstreichen; das Gehänge ist niedrig aber doch nicht flach (etwa 1:20) zu nennen.

Die nördlichste Grube (Fig. 11) bietet das Bild des Hochterrassenschotters besonders in den Verwitterungstrichtern mit entkalkten Geschieben gut aufgeschlossen. Darüber liegt der mehr wie sonst tiefbraune Verwitterungslehm von 40 cm, der nach oben in eine Bleichungszone (auch ungefähr 40 cm) übergeht, über welche nachher noch einiges mitgeteilt werden soll. Diese Bleichungszone ist ziemlich scharf nach oben abgegrenzt gegen 60 cm Löß mit Conchylien, welche nochmals gegen oben mit einer öfters verlaufenden und ungleichmäßigen, an Einschlüssen freien Bleichungszone von ungefähr 25 cm abgesetzt ist; darauf folgt nochmals Löß mit Conchylien 1 m mit einer undeutlich abgegrenzten Verlehmungsdecke von etwa 0,50 m.

Die Tatsache der starken Bleichung im Decklehm des Hochterrassenschotters ist sehr auffällig verbunden mit einer Eisenoxydhydratanreicherung im unteren Abschnitt, der auf einen ursprünglich gleichmäßigen Gehalt zurückgreifen muß; die Anreicherung besteht in einer noch nicht beobachteten dichten Aneinanderreihung von tiefbraunen, bogig gekrümmten Brauneisenbändern, welche sich nach unten umbiegen und röhrlige Letztbildungen zwischen sich schließen, einerseits mit Anklängen an die bekannten Battenberger Sandeisensteinröhren,¹⁾ andererseits an die

¹⁾ Mit denen bei Battenberg und Neuleiningen hierin vorkommenden großzügigen bogigen queren Durchsinterungen (vgl. Berichte der Pollichia Bad Dürkheim 1916 S. 33—54 Taf. IV u. V) habe ich ähnliche quere Durchsinterungen im Löß von Franken und Niederbayern verglichen (vgl. Geogn.

nicht seltenen röhriigen Durchquerungen des bändermäßigen Achatgefüges. Der Eisengehalt ist von oben nach unten gewandert, sinkt dort zum geringen Teil in den Schotter hinein und die Röhren ragen noch mit graulicher Füllung, sich nach oben etwas öffnend, in die gebleichte Flur empor. — Ich glaube, daß die ausnahmsweise Bleichung zusammenhängt in Zeit und Ursache mit der Entstehung des tieferen Schwarzerde-artigen Lehms, welcher in der Nähe nicht ohne eine allerdings geringere Eisenanreicherung an der Grenzfläche des Verwitterungslehms zu erzeugen, beobachtet ist; die Röhren sind die Auswege der Lösungsverdrängung bei der Ausfällung des Brauneisens, dessen Lösung einerseits von oben her vordringt, andererseits durch Verdunstung im Schwarzerde-Klima auf der Starkwindseite auch wieder nach außen abgeführt wird; um die Röhren vermindert sich die Ausfällungsdicke und nähern sich die Lagen einander bis zum Auskeilen. — Auf dieser Seite des den Westwinden mit Regen und raschen Auftrocknungen noch während des Beginns der Lößzeit ausgesetzten Gehänges wird die organische Substanz völlig kolloidal gelöst, während sie an der Nord- bis Nordostseite nicht bis zur völligen Auflösung, Wanderung und Wirkung gelangt und von den tonigen Lehmen als färbendes Mittel festgehalten wird.

Die zweite obere, nunmehr recht dünne Enteisungsflur über dem unteren Löß zeigt hier Ähnliches nicht, dagegen äußert sich die Windwirkung auch hier auf der Stoßseite in der geringeren Mächtigkeit der Ablagerung gegenüber dem anderen Gehänge. Noch mehr äußern sich diese Einflüsse in der zweiten, 180 m nahen südlichen Grube (Fig. 12—13).

Der Hochterrassenschotter ist daselbst besser aufgeschlossen, erinnert sehr an die oberen Lagen der unteren Schotter im Luitpoldpark, welche in Böschungsschichtung merkwürdigerweise zum Teil wechselnd kalkig und mit Brauneisen (jedoch nicht dicht) gebunden ist; letzteres sind mehr die großgerölligen lockeren Lagen, ersteres mehr die dichteren feinkörnigen; es könnte das darauf hindeuten, daß der Kalkabsatz etwas älter ist und für die spätere Ausfällung der Eisen- und Manganlösungen nur noch die großlückigeren Lagen¹⁾ übrig geblieben sind; die oberen 2 bis 2,5 m des Schotters haben keinen Eisengehalt und nur geringeren Kalkgehalt; es scheint in der Eisengehalt-Höhenlage eine Grundwassermarken gegeben zu sein (vgl. S. 146).

Die Verwitterungsschicht ist ziemlich stark trichterig-napfförmig eingetieft, besteht aber in einer recht gleichmäßigen, meist nur handhohen bänderartigen Flur von braunen Geröllen. Dagegen fehlt jeder Verwitterungslehm und es liegt unmittelbar Löß mit Conchylien und Lößkindeln (schwarz gezeichnet) auf; dieser läßt jedoch sehr deutlich die völlige äolische Aufarbeitung des Verwitterungs-

Jahresh. 1918/19 S. 95—98 Taf. III Fig. 1, 2 u. 7). Sie erreichen aber bei weitem nicht die Schärfe und dicht gestellte Anhäufung wie in jetzigem Fall. — Hierzu sei noch bemerkt, daß nach den LIESEGANG'schen Diffusionsversuchen und dessen Entstehungsvergleich die Durchsinterung von unten nach oben stattgefunden haben müßte und daß der Bereich der Röhren von dem Lösungsdurchzug und der Ausfällung überhaupt nicht berührt worden sei; dies kann natürlich nicht der Fall sein bei Röhren, in welchen eine sehr merkliche Bleichung im Kern eingetreten ist; solche können nur die konstant durchfließenden Lösungsreste verursacht haben; ebenso wie die Lösungsreste in den „Septal“-röhren des Achatgefüges nur die Kieselsäureausfällung verzögern konnten.

¹⁾ In den großlückigeren Lagen konnte ursprünglich — ob mit Wasser gefüllt oder nicht — das Gas der Lösungsentlastung leichteren Abzug finden. Es scheint das eine allgemeinere Gesetzmäßigkeit zu sein; feinkörnigere Kalksand-Schichten verkalken rascher und vollkommener, das durch Massenwirkung entladene Gas verkehrt in den großlöcherigen Lagen und verhindert hier die Kalkausfällung.

lehms in nicht seltenen streifigen Einschaltungen des rötlichen Lehms in wiederholter Lagerung und Umlagerung wohl noch erkennen. —

Auffällig ist der Conchylienreichtum (hauptsächlich *Succinea oblonga*) auf der höheren Nord- und Nordostseite des Aufkirchener Hügels gegenüber der Armut des Westhangs; auf dem sehr kalkarmen Tertiärsand zwischen Aufkirchen und Kempfing und auf dem Decklehm der Hochterrasse konnten diese gut kalkigen Schnecken in solcher Zahl nicht gelebt haben; sie können nur aus der Niederterrasse über den oberen Westhang emporgeweht worden und auf dem höheren Nordosthang im Windschatten zur Ruhe gekommen sein.

Schließlich ist ein am (in wenig tieferer Lage) bloßgelegten diluvialen Gehängeanschnitt des Hochterrassenschotters ohne Verwitterungseinschaltung aufliegender Löß von oben her mit einem Schotterrutsch überdeckt und so richtig oben und unten mit Löß verzahnt (Fig. 13). Auch hierin äußert sich die Wirkung der Westlage. Vielleicht ist der Verwitterungslehm vorher schon stärker umgewandelt gewesen, da sich noch geschlossene, tonig-lehmige Absätze schwer äolisch transportieren, dagegen leicht ein lockeres und brüchiges Gefüge, wie dies tatsächlich bei dem gleichmäßig mit Brauneisen angereicherten Verwitterungslehm der Fall ist, dagegen bei dem bänderartig zusammengeschlossenen Brauneisengehalt sich widerstandsfähiger verhält, daher die hievon durchsetzten Profileile vielleicht deswegen besser und umfangreicher erhalten geblieben sind.

Die diluvialen Absätze in den Aufschlüssen am Westhang stehen daher in auffälligem Gegensatz zu denen am Nordhang des Aufkirchener Tertiärhügels; besonders ist hinsichtlich der Entstehung von Steilhängen (S. 158) hervorzuheben, daß Wind und Regen allein solche auszugleichen und abzuböschern bestrebt sind.

Wundern kann es dagegen nicht, wenn auf der durchschnittlich 20 m tieferen Fläche über Niederding nach Norden hin (z. B. die Aufschlüsse im letzteren Orte) den Löß auf ausgeglichenem entkalkten Quarz- und Sandsteinschotter erkennen lassen. Der Flächenraum, in welchem der Löß in seinen beiden Abteilungen auf fast unberührtem Decklehm des Hochterrassenschotters aufliegt, dürfte überhaupt beschränkt sein.

Was den tertiären Untergrund des Diluviums in diesem Gebiete betrifft, so erhalte ich eben von Herrn Dr. REUTER noch folgende Nachricht: „Ich hatte gestern bei einer wasserpolizeilichen Tagfahrt Gelegenheit zwei ca. 8 m tiefe große Aufschlüsse in der Altmoräne dort kennen zu lernen. 1. In der Kiesgrube zur Fundamentierung der Straßenbrücke bei Niederneuching; 2. in einer Kiesgrube nördlich von Finsing (mit 2 m mächtiger Decke von rotbraunem Verwitterungslehm). Einige 100 m südlich vom Niederneuchinger Aufschluß in der Altmoräne hat der Kanal einen Ost—West verlaufenden Sattel von braunem sandigen Flinz durchstoßen. Daraus folgt auch, daß die Grenze $\frac{\text{Altmoräne}}{\text{Tertiär}}$ durchaus keine ebene Fläche ist, sondern ein höchst unregelmäßig gewelltes Relief besitzt, das um den Betrag von 8—10 m auf verhältnismäßig kurze Entfernungen schwankt.“

Über die sogen. Schwarzerde im Lößprofil bei Aufhausen.

Wir haben in Lößprofilen in Franken und in der Rheinpfalz derartige Schichten stets nur humosen Lehm oder Lößlehm genannt; wir wollen auch mit der Bezeichnung Schwarzerde nur petrographisch vorgehen.

Von den beiden in bergfeuchtem Zustand schwarzen, zum Teil nur braunschwarzen Einschaltungen, von welchen die untere nur schwärzlich gebändert ist, darf die obere nach der Kornkennzeichnung als ein toniger Lehm bezeichnet werden, während die untere ein feinsandiger Lehm ist. Makroskopisch sind die anorganischen Bestandteile sehr stark spitzsplitterige Quarzbruchstückchen. Die organischen Beimengungen bestehen (nach Feststellungen von Dr. AD. SPENGLER bei der unteren Schicht mit 5,42%) noch häufig aus Fasern, bei den oberen (mit 6,15% org. Substanz) mehr aus bröckeligen Knöllchen; diese sind entweder undurchsichtig oder sie hellen sich in dünnen Teilchen auch bräunlich auf; doppelbrechend zeigen sie sich indessen nicht; die organische Substanz ist daher fossilisiert; hiermit hängt zusammen, daß nach einer Feststellung von Dr. NIKLAS die beiden Erden alkalisch reagieren, wie der sie begleitende Löß und Lößlehm. Dr. SPENGLER stellte neben dem hygroskopischen H_2O , welches bei der unteren Schwarzerde mit 2,65%, bei der oberen mit 3,72% nachgewiesen wurde, noch den Kalkgehalt fest; bei der unteren beträgt $CaCO_3$ 2,15%, bei der oberen 0%.

Wenn daher an der unteren Grenze des unteren und oberen Lösses eine weit verbreitete, wenn auch flächenhaft nicht zusammenhängende Schwarzerdebildung besteht und diese klimatisch den Bedingungen der Schwarzerdeentstehung angenähert werden darf, so ist noch hervorzuheben, daß eine fossile Schwarzerde nicht alle Einzelheiten der in der Gegenwart andauernd entstehenden typischen Schwarzerde unverändert beibehalten haben muß.

Tafel-Erklärung.

Doppeltafel Fig. 1—8.

Fig. 1. Ostwestlicher Querschnitt der Kiesgrube am Luitpold(Nord-)park in München 1914; das Metermaß ist am Rande angegeben, es gilt für alle Zeichnungen außer Fig. 6—8; das + am Unterrand zeigt die Stelle der vergrößerten Fig. 7; die zwei * zeigen in der Schicht darüber in deren Liegendem und Hangendem die Lage von Conchylienlehmresten, welche auch längliche Schichteinschaltungen bildeten. (S. 144—146.)

Fig. 2—4 zeigt vom Westrand der gleichen Grube mehrere jetzt nicht mehr sichtbare Einschaltungen von Verwitterungslehmen in Wannen- und Trichterform; bei Fig. 3 und 4 oben sind Einschaltungen eines oberen Conchylienlehms; bei Fig. 2 eine Geschiebeeinkalkung um die untere Trichterspitze (S. 147).

Fig. 5 zeigt die Schicht mit aufrecht stehenden Geröllen im Hochterrassenschotter auf der rechten Isarseite unterhalb der Brücke bei Freimann (S. 150).

Fig. 6 zeigt das Übergreifen des Entkalkungsvorgangs auf die Spitzenteile der Zwischen-Trichterwände (S. 156).

Fig. 7. Vergrößerung von Fig. 1+ (S. 145).

Fig. 8. Faltungsbild im Niederterrassenschotter bei Ramersdorf (S. 151).

Einfache Tafel Fig. 9—13.

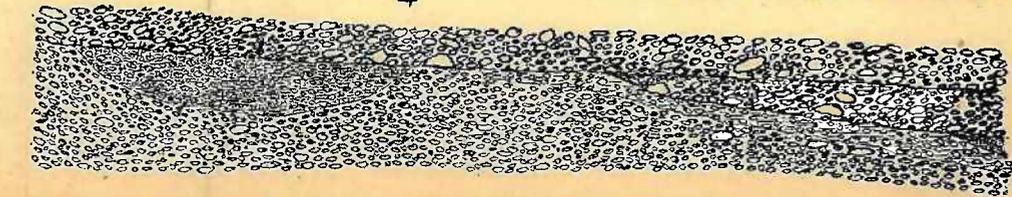
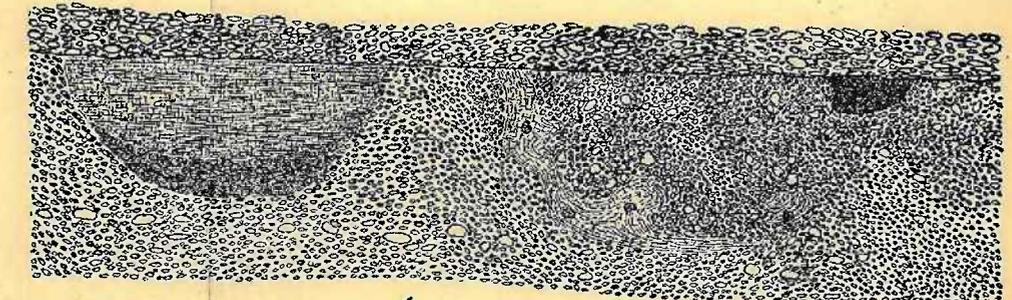
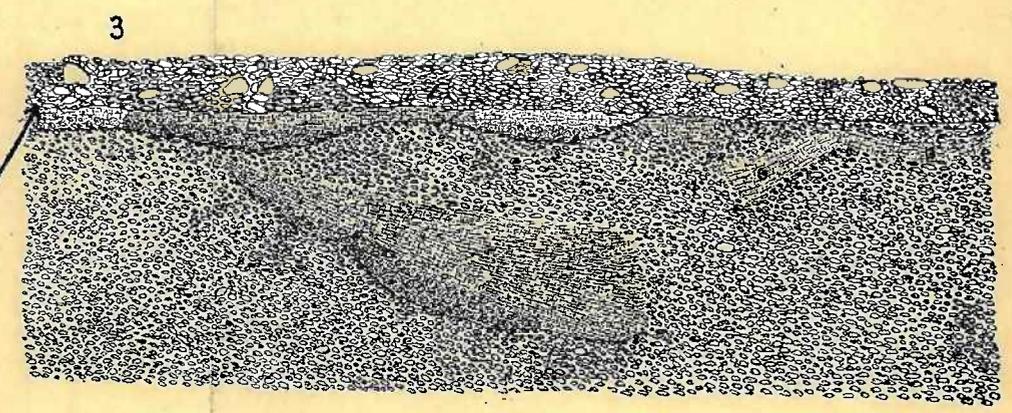
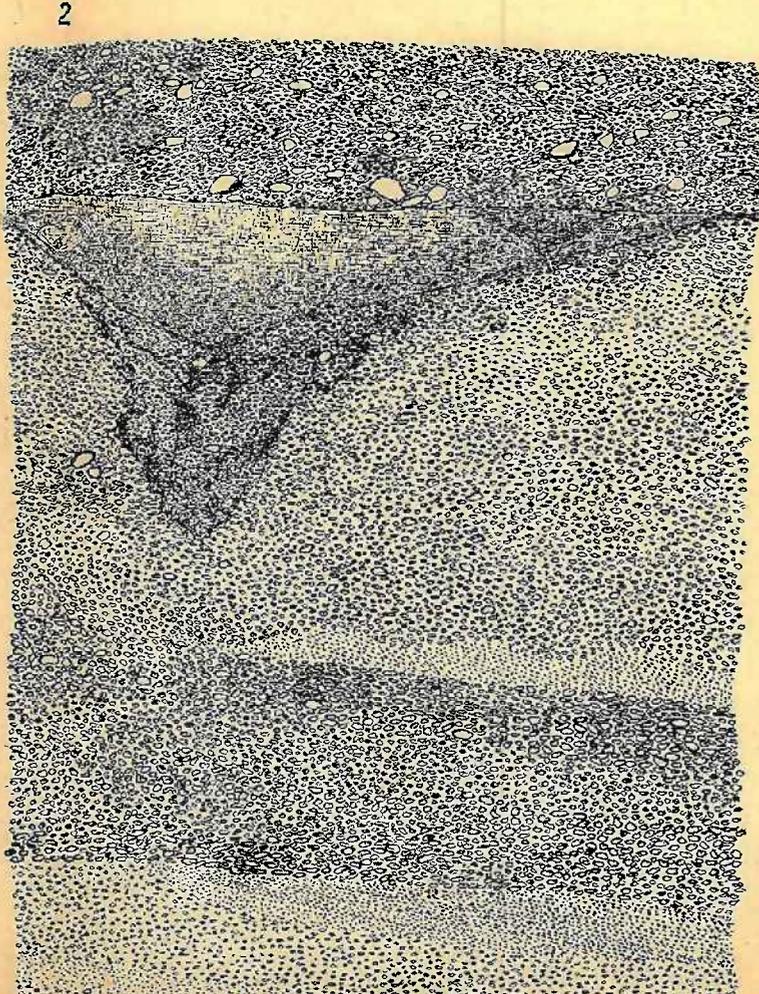
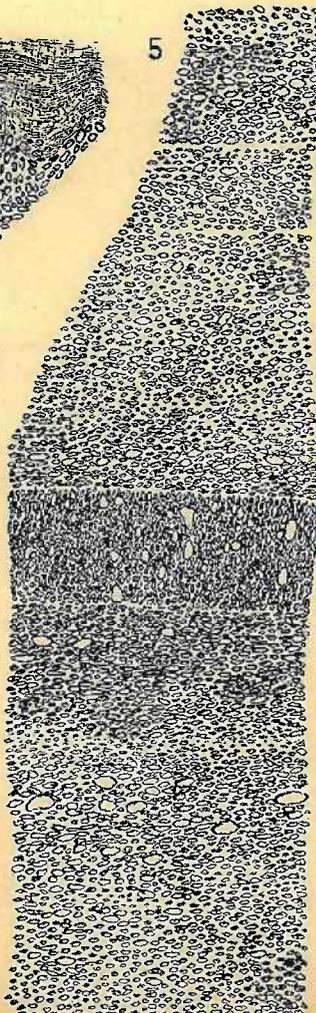
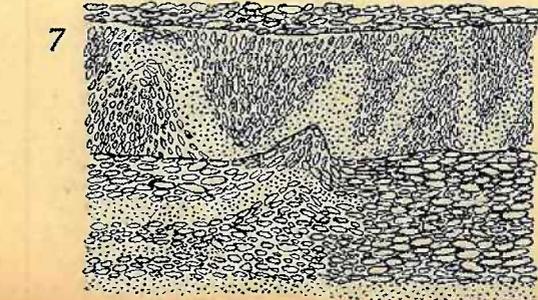
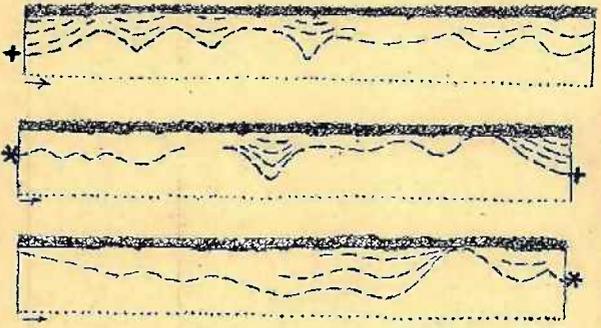
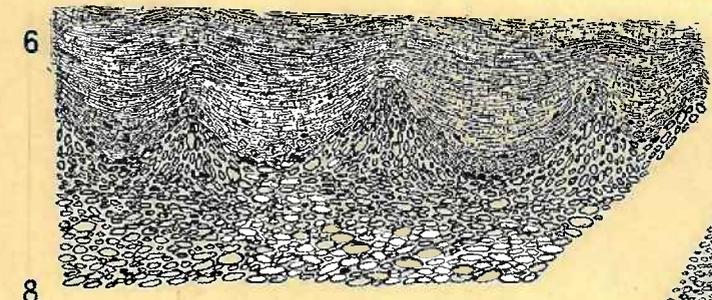
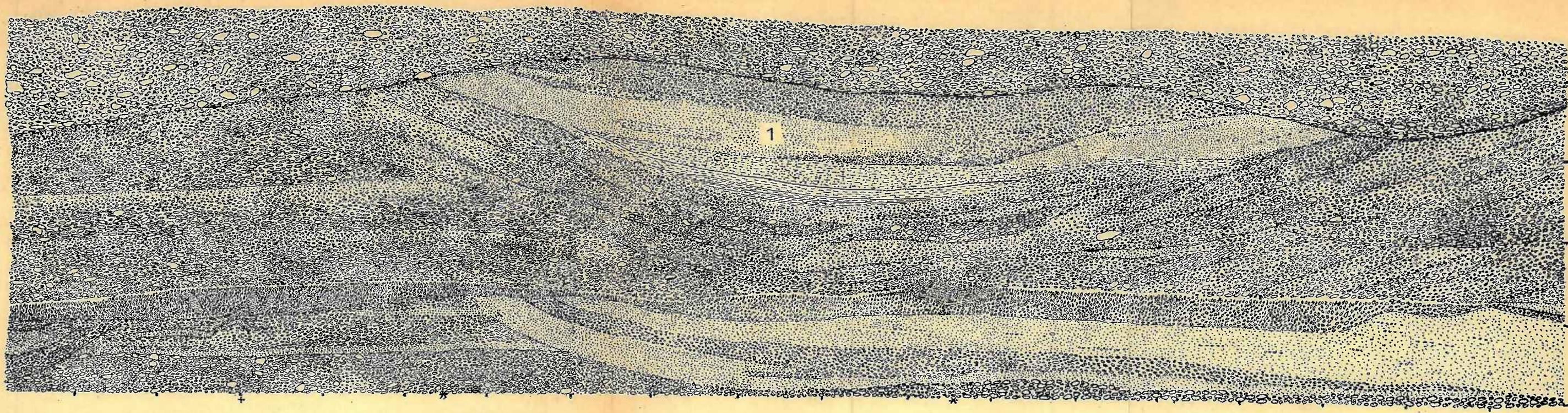
Fig. 9—10. Profile am Aufkirchener Einschnitt mit älterem und jüngerem Löß unter dem Decklehm der Hochterrasse, beide Lößabteilungen (Conchylien zum Teil in natürlicher Größe) mit auskeilenden Schwarzerde-artigen Einschaltungen. Metermaßstab links (S. 164).

Fig. 11 und 12. Profile durch die Gruben am Westhang des Aufkirchener Hügels bei Notzing in gleichem Maßstab. Fig. 11 zeigt im Decklehm achatartig angeordnete Durchsinterungsschalen von Brauneisen, welche ganz schwach auf der linken Seite in den Schotter eindringen. Fig. 12 mit äolisch aufgearbeitetem Decklehm (S. 165).

Fig. 13. Ostwest-Querschnitt der Grube zu Fig. 12 mit während der Lößbildung am westlichen Seitenrand der Terrassenfläche stattfindender Gehängerrutschung (S. 167).

Reis

1-2 m

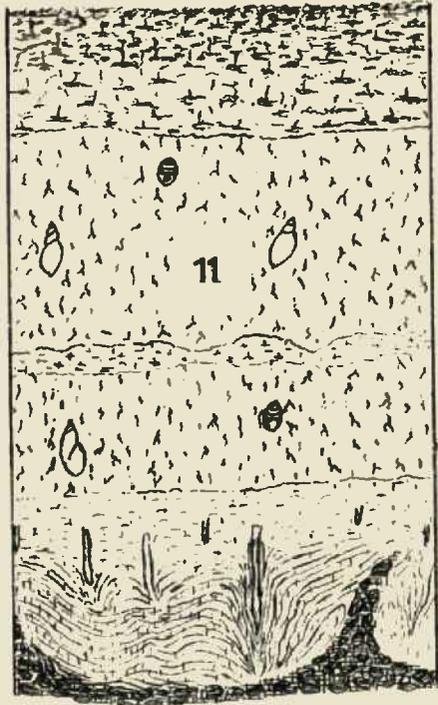




9



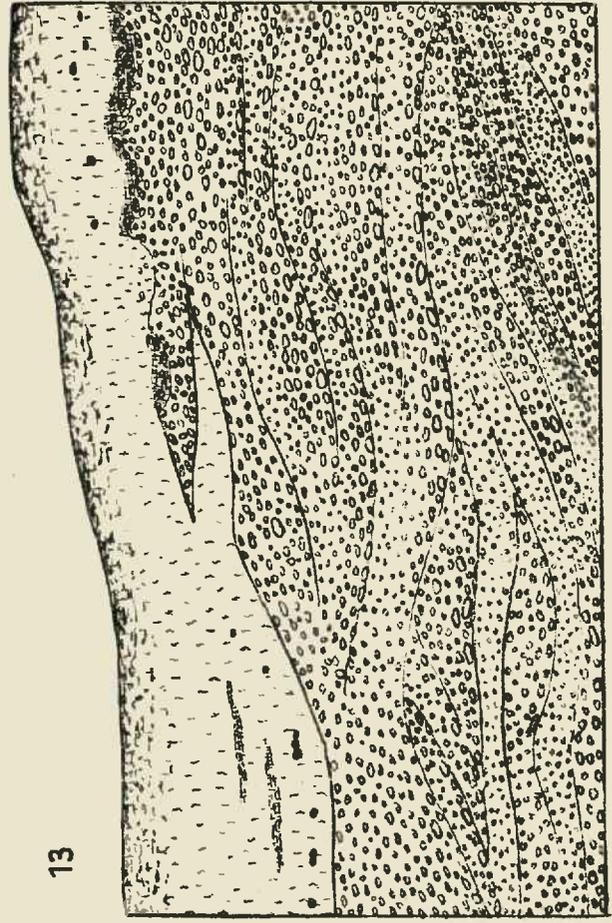
10



11



12



13

Reis

Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums.

Von

Dr. Ernst Kraus,

Privatdozent, Königsberg i. Pr.

(Mit 1 Tafel und 1 Textbild.)

Einleitung.

In der vorliegenden Studie über meine heimatliche Erde verfolge ich in erster Linie nicht einen bodenkundlichen, sondern einen erdgeschichtlichen Zweck. Es soll an Hand eigener, neuer Analysen und unter Benützung bereits vorliegender Bestimmungen gezeigt werden, daß an der Wende vom Diluvium zum Alluvium auch in Süddeutschland ein wesentlich wärmeres Klima als heute geherrscht hat, das sich in mehrere Phasen gliedert. Dabei wird sich aber auch ergeben, was schon von einigen Seiten betont wurde, daß die spezielle Bodenkunde zur Erklärung der Böden sehr weitgehend Rücksicht nehmen muß auf die geologische Vergangenheit. Es soll dargestellt werden, wie die Paläopedologie, die Lehre von den Vorzeitböden, womöglich noch inniger mit der Pedologie der heute in Bildung begriffenen Böden verknüpft ist, als etwa die Paläontologie mit der Zoologie und Botanik.

Da hier eine noch wenig geübte, die bodenkundliche Methode auf erdgeschichtlichem Gebiete zur vollen Durchführung kommen soll, ist es nötig, daß wir uns auch kurz mit den bisher auf anderen Wegen erlangten paläoklimatologischen Ergebnissen, soweit sie hierher gehören, auseinandersetzen. Wir freuen uns dabei feststellen zu können, daß sich das Vorgebrachte sehr wohl in das bisherige System eingliedern läßt, und daß es sogar imstande ist, dieses vielleicht etwas zu erweitern. Das in einer Zeit, in der ein neuer, anscheinend nicht erfolgloser Vorstoß (GÜRICH 1921) gegen die Bedeutung der Höttinger Brekzie unternommen wurde, die bisher als ein Grundpfeiler der Lehre von den Interglazialzeiten galt. Zur Kenntnis der interglazialen Roterden fügen wir die Schilderung ausgedehnter postglazialer Roterdebildungen. Es ist wohl zu erwarten, daß angesichts dieser Verwitterungsrinden auf der einen, der mächtigen Vereisungen auf der anderen Seite auch der letzte Zweifel an der Existenz starker Temperaturschwankungen in der Quartärzeit schwinden muß.

Vorkommen und Lagerung des Blutlehms.

Unter „Blutlehm“ verstehe ich die rote bzw. rotbraune Bodenzone auf diluvialen und postglazialen Ablagerungen des nördlichen Alpenvorlandes, entsprechend dem „Rotkies“ im schwäbischen Bayern (PENCK-BRÜCKNER 1909, S. 32). Seine Eigen-

schaften sind im folgenden näher gekennzeichnet. Die schon in Oberbayern verwendete Bezeichnung wurde beibehalten, um nicht die teils unklaren, teils andere Bildungen mit einschließenden Worte „Rotlehm“, „rote Zone“, „couche ferrugineuse“ (im Elsaß), „terra rossa“, „Ferretto“ verwenden zu müssen. Wir werden im folgenden von dem Blutlehm als dem Rest einer einst intakten Roterde zu sprechen haben und müssen zunächst von dem Versuch absehen, etwa einzelne Bodenzonen zu unterscheiden. Es wird sich ergeben, daß eine solche Unterscheidung nur ganz im Groben gelten kann, daß aber Klimaschwankungen oft die Einzelgliederung in ganz anderer Weise vorgenommen haben.

a) In Oberbayern.

Überraschend gleichartig ist der Blutlehm als tiefere Lage des Bodenprofils auf der Niederterrasse Süddeutschlands entwickelt. Wir treffen ihn auf dem Schotterfeld der Münchener „schiefen Ebene“ z. B. im Bereich des landwirtschaftlichen Versuchsfeldes der Technischen Hochschule nordwestlich München in Obermenzing in folgendem Bodenprofil:

graubrauner, schwach humushaltiger, (schwach) lehmiger Sand 1,0 dm (HLS)¹⁾
 Blutlehm: rotbrauner, ziemlich steiniger sL 1,5 dm
 brauner, $\bar{S}L$ 0,5 dm (fehlt häufig)
 grauer, teilweise bräunlicher, kalkreicher Schotter.

Auf Blatt Pasing und Dachau verzeichnet W. KOEHNE (1912) den Blutlehm in den „typischen Bodenprofilen“:

grau-rötlicher $G\bar{S}L$ bis GLS 2,0 dm	grauröt. $\bar{S}GL$ bis $L\bar{S}S$ 2,0	rötlicher GSL 3,0
Blutlehm: roter $\bar{G}SL$ 0—1,5 dm	Blutlehm: roter $\bar{G}SL$ 0—2,5	Blutlehm: roter GSL 5,0
Schotter,	Schotter,	Schotter.

Er gibt durch eine Linie die Grenze zwischen „moorfernem“ und „moornahem“ Bodenprofil an und unterscheidet letzteres durch den Mangel an Blutlehm bzw. durch das Hervortreten eines größeren Tongehalts gegenüber ersterem.

Auf Blatt Baierbrunn (W. KOEHNE 1914) und Gauting (W. KOEHNE 1915) tritt der Blutlehm in folgendem Normalprofil des Waldbodens auf:

grauer $\bar{S}GL$ 1,0
 gelblicher $\bar{S}GL$ 1,0
 Blutlehm: rotbrauner, zäher $\bar{S}GL$ 1,2—2,5
 Schotter mit viel Kalkgeröll,

während er scheinbar im mächtigeren Ackerbodenprofil fehlt:

brauner $\bar{S}GL$ 2,0
 brauner, zäher $\bar{S}GL$ 6,0
 Schotter mit viel Kalkgeröll.

In Moränenkiesen und Geschiebemergel der Würmendmoränen scheint kein Blutlehm aufzutreten, doch findet sich meist auch hier eine tiefere Zone zähen Lehms unmittelbar über dem Gestein, welche im folgenden als Umbildungsprodukt des Blutlehms betrachtet wird. Typische Profile sind auf Feldern:

graubrauner $\bar{S}GL$ 2,5
 brauner, zäher $\bar{S}GL$ 0—3,0
 kalkreicher Moränenschutt,

¹⁾ Im folgenden werden folgende bodenkundliche Abkürzungen verwendet: G = Kies, kiesig; H = Humus, humushaltig; L = Lehm, lehmig; M = Mergel, mergelig; S = Grobsand, grobsandig (2—0,1 mm); \bar{S} = Sand oder Feinsand (0,1—0,05 mm), sandig; l = Letten, lettig. Über den Buchstaben wurde ein Strich- bzw. ein Häubchen gesetzt, wenn die betreffende Eigenschaft im Boden stark bzw. schwach vertreten ist. ($\bar{S}L$ = schwach sandiger Lehm). Mächtigkeiten in dm.

und unter Wald: grauer SL 2,0
 brauner, zäher GSL mit hellgrauen Flecken 4,0
 Geschiebemergel (überwiegend IMS).

Ähnliche Bodenprofile zeigt nach KOEHNE die Niederterrasse z. B. auch bei Kaufbeuren und Landsberg a. L.

Von den Blättern Ampfing (W. KOEHNE 1916) und Mühldorf a. L. (W. KOEHNE und MÜNICHSDORFER 1912/13), jener Gegend, in welcher sich der Inn aus dem Moränengebiet in die weiten Niederterrassenflächen ergießt, sind die Böden besonders gut bekannt. Der Blutlehm scheint hier mit durchweg rund $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit bedeutender entwickelt zu sein als im Isargebiet, was S. 194 auf die schützend darüber gelagerte, jetzt bräunlich verwitterte, fluviatile Sanddecke von etwa $\frac{1}{2}$ m zurückgeführt wird. Die Mächtigkeitsschwankungen der roten und der braunen Decke sind aus den Einschreibungen auf den geologischen Spezialkarten zu entnehmen. Man erkennt, daß hier der Blutlehm unter seiner Decke zwischen 3 und 8 dm schwankt. Das typische Bodenprofil ist hier:

gelblicher SGL 5
 Blutlehm: rotbrauner LSG 6
 SS chotter aus meist kristallinen und wenig Kalkgeröllen.

b) Im Oberelsaß.

Auch auf der zweiten großen Niederterrassenfläche, im Mittelrheintalgraben, finden wir unseren Blutlehm wieder und zwar in ganz ähnlicher Entwicklung wie in Südbayern. Die Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen (B. FÜRSTER 1898) nennen ihn zwar nicht, aber er ist bereits älteren Bearbeitern wie Sc. GRAS (1857) und KOECHLIN-SCHLUMBERGER (1858 „couche ferrugineuse“) aufgefallen. Die Niederterrasse trägt auch hier eine etwa 4 dm mächtige Bodendecke, von der ein tieferer Teil bis rund 3 dm aus Blutlehm besteht. Die Verwitterungsrinde wird nach B. FÜRSTER 1892, S. 284 bis 8 dm mächtig und ist braunrot, lehmig-tonig, kalkfrei; die Gerölle sind zumeist stark zersetzt, wie in Bayern. KOECHLIN-SCHLUMBERGER gibt 1858 an, daß bei Rixheim 69—90 cm bräuner, SL liegt. Nach unten wird er kieselreicher und sandiger, zugleich dunkelbraunrot. Wie Taf. 7, Fig. 1 u. 9 (l. c.) zeigt, geht die Unterfläche des Blutlehms etwas unregelmäßig auf und ab, bildet Zapfen von 50—60 cm Tiefe und die Mächtigkeit dieser „couche ferrugineuse“ schwankt zwischen 15 und 30 cm. Sie verläuft parallel mit der Bodenoberfläche.

Im Hardtwald nordöstlich Mülhausen i. E. konnte ich während des Krieges die große Zahl der Kiesgruben und Bahneinschnitte untersuchen. Nordöstlich von Baldersheim an der Zweigstation liegt folgendes Profil:

graubrauner $\text{H}\text{L}\text{S}\text{G}$ 0,5—1	} Blutlehm
rotbrauner LSG , oben mehr bräunlich bis hellbraun, unten mehr rötlich, rund 2,0	
stark braunroter LSG rund 1,0	
grauer, wenig verwitterter Kiessand oder sandiger Kies.	

Die Mächtigkeit des Bodens schwankt hier zwischen 1,5 und 5,0 dm, oft unter Ausfall des tieferen Blutlehms, zum Teil auch dazu der Krume.

Bei P. 269,1 des Meßtischblatts an der Terrassenkante westsüdwestlich von Haltingen, also rechtsrheinisch, fand ich bei wechselnder Bodenmächtigkeit:

SL 1—2
 Blutlehm: stark rotbraun SLG 4—13.

Die Farbe des Blutlehms ist am Rhein etwas lebhafter rot als auf der Münchener Schotterfläche. Ich glaube das auf das etwas trockenere Klima in der tieferen, geschützteren Rheintalebene und damit auf das Zurücktreten eines Humusgehalts zurückführen zu dürfen. Die Mächtigkeit aber entspricht genau der in Bayern. Auch die weiteren Punkte: die Bildung von 5—6 dm tiefen Trichtern mit höchstens 1 m Durchmesser und die Überdeckung noch durch eine braune Bodenzone lassen erkennen, daß wir es durchaus mit den gleichen Verwitterungsbildungen auf gleichwertigen Flächen zu tun haben. Sie entwickeln sich also in einer Mindestbreite von 400 km in W.—O.-Richtung in Süddeutschland!

Aber noch einer weiteren Erscheinung von großer regionaler Bedeutung haben wir zu gedenken. Sie besteht in dem Auftreten jüngerer Terrassenstufen.

c) Blutlehm auf jüngeren Erosionsterrassen. Verbreitung solcher Terrassen.

Wir kehren nach Osten zurück in das Inngebiet. W. KOEHNE hat hier bei seinen Aufnahmen auf der im großen ganzen einheitlichen Niederterrassenfläche (1916, S. 17) ganz schwache Ränder und flache Vertiefungen gefunden, wie sie auch am Rhein vorliegen; außerdem aber sechs verschieden hohe Terrassenflächen, eingesenkt im Niederterrassenschotter. Diese wurden besonders benannt und bilden eine — öfter unvollständige — Treppe zu beiden Seiten des Inn. Von oben nach unten gelangt man aus der eigentlichen Niederterrassenfläche, der

Ampfinger Stufe, auf die
Rauschinger Stufe,
Ebinger Stufe,
Wörther Stufe,
Pürtener und Kraiburger Stufe,
Gwenger Stufe und schließlich auf die jüngste oder
Niederndorfer Stufe.

Die vier wichtigsten wurden hier gesperrt gedruckt; die anderen schließen sich mit geringem Höhenunterschied der jeweils vorangegangenen älteren Terrassenfläche an.

Das gleiche gilt hinsichtlich der Entwicklung der Verwitterungsrinden auf diesen verschieden alten Flächen. Auch auf die älteren Stufen noch reicht der Blutlehm herab. Er findet sich mit geringer Abweichung auch auf der Rauschinger Stufe. Wesentlich geringer als auf den beiden obersten Terrassen ist er auf der Ebinger und Wörther Stufe entwickelt. Er tritt hier nur noch als dünne Lage unter der braunen Decke oder als Rest im Grund der Verwitterungstrichter auf. Den noch jüngeren Terrassen fehlt der Blutlehm.

Bemerkenswerterweise haben wir es nun bei diesen jungen Stufen nicht etwa mit örtlich begrenzten Gebilden zu tun. Auch zwischen Basel und Mülhausen i. E. hat sich der Fluß in die Niederterrasse eingeschnitten. Der Rhein hat ganz entsprechende Terrassen gebildet wie der Inn. Diese Stufen setzen jene Treppe nach abwärts fort, welche wir im W., im Innern des Sundgaus, errichtet sehen aus der 270 m über dem Rheinspiegel liegenden Fläche des Sundgauschotters, dann aus jener des älteren und jüngeren Deckenschotters und des Hochterrassenschotters. Mit einer Steilböschung von 15—20 m setzt sich östlich daran die Niederterrasse, welche den Blutlehm trägt. Sie wurde durch den Buchstaben V bezeichnet und entspricht nach Lage und Verwitterungsboden durchaus

der Hauptfläche der Münchener Schiefen Ebene und der Ampfinger Stufe. In sie finden sich eingesenkt die jüngeren Stufen IV, IIIa, III, IIa, II und I, wie wir sie zum Teil in Anlehnung an GUTZWILLER während des Krieges näher unterschieden haben. Ihre Verbreitung gibt die Kartenskizze 1:100000, welche unter Benützung älterer Unterlagen und der Begehungen von Th. BURI, H. NIKLAS und dem Verfasser ausgeführt ist (Fig. 1).

B. FÖRSTER hat den nördlicheren, A. GUTZWILLER mehr den südlichen Teil dieser jungen Terrassen beschrieben. In ihrer schönen Karte von Basel gaben GUTZWILLER und GREPPIN 1916 unsere Erosionsterrassen wieder, wie sie in der Niederterrasse von Rhein und Birs weiter fortsetzen. Sie sind durch blaue Linien umgrenzt und die älteren von den jüngeren durch dunkleres Grün unterschieden. Nach den Erläuterungen (S. 18) erscheinen sie unregelmäßig nach Zahl und Höhenlage entsprechend ihrer Entstehung durch Erosion. Durch die ungleiche Entwicklung zu beiden Seiten des Flusses ähneln sie denen nördlich von Basel, wo ja auch rechtsrheinisch zahlreiche Flächen ausfallen. Wollte man sich aber Mühe geben, eine Einteilung nach den Böden zu unternehmen, so würden sich ohne Zweifel auch auf Schweizer Gebiet die Unterschiede nördlich von Basel wiederfinden lassen. An der Birs zähle ich nach der Karte 3—5 Terrassen, am Rhein 4—5, also ganz wie im Elsaß. Nach GUTZWILLER 1912 S. 74 verlieren sich die Kanten der obersten Terrassen gegen die Birs, und für Fläche III scheint gegen Birsfelden I und II aufzutreten. Auf Fig. 1 habe ich die Flächen vorläufig denen nördlich von Basel gleichgestellt. Dieser Versuch blieb aber bei Basel, wo das Rheinknie manches nicht so klar erkennen läßt, und rechts des Rheins¹⁾ noch sehr unsicher.

J. HUG hat 1909 eine gewisse Ordnung dadurch in die Niederterrassestufen gebracht, daß er zwischen Schaffhausen und Basel außer der eigentlichen Niederterrassefläche eine weitere, rund 13 m tiefere und etwa 18 m über dem Rheinspiegel verlaufende Fläche hervorhob und ihre große Bedeutung betonte. Er fand, daß sie stellenweise mächtiger entwickelt ist als die oberste. Während diese bei Eglisau mit dem äußeren Jugendmoränen-(Würm-)Wall verzahnt ist, entspringt die tiefere erst weiter östlich dem inneren Gürtel der Jugendmoränen, der „in einem Abstand von 10—20 km innerhalb des äußeren Moränenwalles verläuft.“²⁾ HUG meint S. 218 von dieser tieferen Terrasse: „Sie ist kein »Teilfeld« im Sinne PENCK; denn sie läuft nicht mit der Niederterrasse zu einem einzigen, größeren Feld zusammen.“

Ich habe leider die Böden dieser Terrasse, von denen HUG l. c. S. 219 sagt, daß sie sich von denen der obersten Fläche nicht merklich unterscheiden, nicht untersuchen können. Gleichwohl bin ich nicht im Zweifel, daß HUG darin recht hat, daß weitere Untersuchungen diese Terrasse noch weiter Rhein-abwärts feststellen werden. Seine tiefere ist nach Lage und Entwicklung jedenfalls unsere mit III bezeichnete Terrasse, die ja bei Basel eine besondere Entwicklung besitzt. (Ob sie auch da noch Aufschüttungsterrasse und wie weit sie schon oberhalb Schweizersbild Erosionsterrasse ist, das ist eine zweite Frage.) Damit aber ist sie als Teilfeld gekennzeichnet, denn wie die Skizze zeigt, läuft sie östlich Baldersheim mit der obersten Niederterrassefläche zusammen. Spät, aber doch.

¹⁾ An der „Fabrik“ westsüdwestlich Haltingen fand ich in der Kiesgrube über grobkiesigem und 1,2 m kleinkiesigem, frischem Schotter mit SWf Deltaschichtung 3—5 dm braunen, lehmigen Sandboden. Die Fläche dürfte unserer Nr. II angehören.

²⁾ PENCK-BRÜCKNER 1909 S. 413.

Daß die Verschiedenheit der Böden nicht ins Auge fiel, ist nicht sehr zu verwundern. Die Böden der einzelnen Stufen müssen auch im Elsaß noch näher untersucht werden. Stellt sich aber, wie nach folgendem zu erwarten ist, auch im einzelnen die Analogie mit den Inntalterrassen heraus, finden sich auch auf III noch Reste des Blutlehms, so dürfte der innere Jungendmoränenkranz von dem äußeren nicht durch die „Laufenschwankung“ getrennt sein, denn in dieser Zwischenzeit muß sich dann — wie zu zeigen sein wird — Roterde im nahen Vorland durch mediterranes Klima auf den Schottern gebildet haben können. Diese Möglichkeit wird aber für die Laufenschwankung wohl durch keine anderen Anhaltspunkte nahegelegt.

Beim Blick auf unsere Skizze fällt eine gewisse Gesetzmäßigkeit der Terrassenentwicklung auf. Dort, wo die Gewässer des alten Rheins die beiden Engen von Basel und Istein durchströmten, verschmälern sich auch die Terrassenflächen, um sich nördlich davon wieder breiter und regelmäßiger zu entwickeln. Dies gilt bei Basel auch für V, bei Istein nur für die tieferen Flächen. Eine große Gleichartigkeit der jeweiligen Wasserwirkung darf man wohl daraus entnehmen. Nicht nur, daß die Gewässer östlich von Basel beständig an die nördliche, nördlich Basel aber vorwiegend an die östliche Seite drängten (vgl. A. GUTZWILLER 1912); auch die südlichen bzw. westlichen Uferländer wurden dort stark zurückgeschnitten, wo dem Rhein ein geringerer Spielraum für seine Mäander zur Verfügung stand.¹⁾

Bezüglich des Blutlehms stellt sich nun heraus, daß zwischen Basel und Mülhausen die Entwicklung desselben ganz analog ist, wie im Osten am Inn; auch hier wird er unter der III. Stufe nicht mehr angetroffen. Dies und die S. 195 gezeigte Übereinstimmung der übrigen Böden legte mir den Versuch nahe, auf so große Entfernung hin eine Parallelisierung der genannten Stufen zu unternehmen. Obwohl es mir nicht möglich war, diejenigen Bodenproben der einzelnen Stufen zu Kriegsende über den Rhein mitzubringen, deren Untersuchung den Vergleich mit den Innterrassen beweisen konnte, glaube ich doch folgende Gleichstellung aussprechen zu dürfen (siehe nebenstehende Tabelle).

Die Niederndorfer Stufe ist stärker entwickelt als I, offenbar, weil sich zu dieser Zeit der Fluß durch den Schotter bis auf die Grundwasser tragende Oberfläche des lettigen Tertiärs eingesenkt hatte. Dieses Stadium hat der Rhein unterhalb Basel noch nicht erreicht.

Die Stufenhöhen, Normalnull-Lagen sind nach ihren nahen Beziehungen aus der Tabelle ersichtlich (vgl. S. 215).

Ein Gemeinsames der hier einander zugeordneten Flächen ist auch, daß sie gegen den Abfall nach der nächsttieferen Terrasse eine Reduktion der Böden zeigen. W. KOEHN beobachtete (Bl. Baierbrunn, Erl. S. 9) hier eine Verringerung der Bodendecke und zwar unter Ausfall des Blutlehms. Dafür finden

¹⁾ Die geringe Aufmerksamkeit, die man den jüngsten Terrassen bisher schenkte, dürfte wohl zum Teil auf L. DU PASQUIER zurückzuführen sein, der 1891 S. 11 von der nordschweizerischen Niederterrasse sagte: „Unterhalb des 30 m-Niveaus gibt es keine allgemeine Stufe mehr, sondern nur noch mehr oder weniger lokale Terrassen.“ Die Zusammenhänge von zehn älteren Talböden im Linth- und Limmathgebiet wurden von AEPPLI 1894 aufgedeckt. Zwei postglaziale Erosionsterrassen unterschied BALTZER 1896 auf seiner Karte der Umgebung von Bern Vgl. auch S. 216 Anm. 2. Leider wurde aber bisher nicht Rücksicht genommen auf bodenkundliche Verhältnisse, welche hier regionale Vergleiche ermöglichen.

Postglaziale Terrassenstufen							Böden ¹⁾		
am Rhein	Stufenhöhen		orographisches Verhalten				am Inn und Rhein		
	m	m	am Inn	am Inn (Blatt Ampfing)		am Rhein zwischen Basel und Mülhausen			
					m NN.	m NN.			
V	> 0—4	2—5 <	Ampfinger	weit ausgedehnt	} eng verbunden	440—410	280—240	best entwickelt	} Kalk fehlt
IV			Rauschinger			433—425	276—240	schmal, aber durchgehend vorhanden	
IIIa	> 0—5	5 <	Ebinger	gut entwickelt	} eng verbunden	420—407	270—235	bei Löchle entwickelt	} Kalk fehlt
III	> 3—10	1—5 <	Wörther			416—403	260—233	sehr gut entwickelt	
IIa	> 8	6—9 <	Pürtener u. Kraiburg.	weit ausgedehnt	} eng verbunden	418—395	(240)	bei Kembs entwickelt	} ziemlich kalkreich
II	> 2	1—3 <	Gwenger	wied. stark abgetr.		410—392	—230		
I	> ca. 4	3—5 <	Niederndorfer	weit ausgedehnt		408—385	—228	im S. noch unklar, aber sonst gut entwickelt	} kalk-reich
Hochwasserbett	> ca. 5	3—7 <	Jüngstes Alluvium	durchgehend, aber schmal entwickelt		400—380	253—225	gut entwickelt	
									Boden fehlt: kalkreicher Sand

¹⁾ Näheres s. S. 195

sich braune und rote Zone um so mächtiger am Fuß der Stufe entwickelt. Ähnliches konnte ich mit Herrn Prof. BURI im Bereich der Rheinterrassen erkennen. Diese heben sich gegen den Steilabfall jeweils ein wenig heraus und zugleich büßt ihre Verwitterungsdecke an Mächtigkeit bedeutend ein. Vielleicht hängt diese Erscheinung auf dem (auch quer zur allgemeinen Flußrichtung geneigten) Erosionsbett mit der Tiefenlage des Grundwasserspiegels zusammen, welcher allmählich, in ungebrochener Fläche, in dem Schotter gegen den Rhein zu einsinkt: die Verwitterungsdecke entfernt sich gegen die Stufenkanten besonders weit von ihm, während er heute, wenigstens an der Basis der tieferen Stufenabfälle, in Form von Quellen, nassen Stellen oder sumpfigen, periodischen Bächlein sogar bis zu Tage austritt. Die Streifen der Grundwassernähe dürften immer zugleich die Streifen größerer Entwicklung des Pflanzenkleides und damit Orte gewesen sein, an denen die Verwitterungsprodukte mehr aufgespeichert wurden.

Auch auf der V., eigentlichen Niederterrassenfläche breiten sich gegen Westen mächtiger werdende, flach-schuttkegelartige Abschlammassen aus, die von dem Löß und Lehm im Westen auf der Hochterrasse stammen und über deren Steilstufe heruntergewaschen worden sind. Sie dürften ihre heutige Verbreitung (nur in der Nähe der Hochterrasse!) zum Teil gleichfalls dem Abtragungsschutz durch eine dichtere Pflanzendecke verdanken.

Auch anderwärts sind Anzeichen für tiefere Stufen in der süddeutschen Niederterrasse gefunden worden. So stellen sich an Isar und Lech¹⁾ da und dort Stufen und Stufenreste tieferer Lage ein. Sie sind aber noch nicht näher untersucht.

An der Würm kann man zwei oberste Terrassen von je 2—3 m Stufenhöhe, also unter V etwa IV und IIIa, unterscheiden, dann rund 10 m tiefer die große Würmtal-Kiesfläche. Ihr Boden besteht auf Bl. Gauting und Baierbrunn aus durchschnittlich 2(—4) dm graubraunem G \bar{S} L bis L \bar{S} , das Bl. Pasing verzeichnet eine Bodendecke von 2—4,5 dm graubraunem L \bar{U} \bar{S} . Blutlehm fehlt hier. Danach werden wir — ohne der näheren bodenkundlichen Vergleichung vorgreifen zu wollen — die große Fläche des Würmtalschotters zwischen Mühlthal und Untermenzing unserer Stufe IIa oder II, der Pürtener oder Gwenger Stufe gleichstellen. Es stimmt das auch mit dem gegenseitigen Höhenabstand der betreffenden Stufen. An die Würmtalterrasse, die zwischen Gräfelfing und Pasing noch eine weitere, vielleicht der I. (Niederndorfer) entsprechende Stufe enthält, schließt sich endlich die jungalluviale Fläche an.

Die Würmtalterrassen sind uns ein Beispiel für eine durch lokale Umstände beeinflusste Terrassenentwicklung. Nach Beginn der Terrassenbildung setzt hier ein ungewöhnlicher Sprung zu einer stark vorherrschenden Sohle ein. Wir erkennen darin einmal die Äußerung des Nagelfluhe-Riegels von Mühlthal, der nun verhältnismäßig rasch durchschnitten wurde. Darauf weist auch die gröbere Beschaffenheit der Schotter gegenüber der Niederterrasse; sie gleicht sich in der Menzinger Gegend mehr und mehr aus. Zum andern die Wirkung der grundwasserreichen Tertiäroberkante, welche, ähnlich wie am Inn, als sie erreicht wurde, für die starke Verbreiterung der Fläche sorgte. Die Würmtalterrasse setzt ja etwa an der Oberkante des Tertiärs bei Mühlthal an!

¹⁾ Hier liegt der Blutlehm nach W. KOEHNE 1915 S. 9 auch noch auf der zweitobersten Stufe in der Niederterrasse.

Über diese örtlichen Komplikationen hinaus weist aber die genaue Vergleichung der einzelnen Böden mit Bestimmtheit auf die Gleichstellung der Flächen (vgl. W. KOEHNE 1914, S. 10, Anmerkung).

Überschauen wir noch einmal kurz das Vorkommen und die Lagerung des Blutlehms auf der süddeutschen Niederterrasse, so erkennen wir ihn sowohl auf der ältesten wie auf den nächst jüngeren Terrassen. Wir sehen die wohl meist zwischen 15 und 30 cm mächtige rote Zone unter einer braunen Decke und finden sie je nach örtlichen Umständen mehr oder weniger modifiziert. Die verschiedene Pflanzendecke, die Normalnull-Lage, die Exposition, die heutigen Niederschläge bedingen Unterschiede, auch die Nähe des Grundwassers und der Moore. Wo die rote Zone fehlt, zeichnet sich ihr braunes Äquivalent vielfach durch besonders zähe Beschaffenheit aus.

Eine allgemeine Erscheinung ist die nachträgliche Zerschneidung der Niederterrasse in vergleichbare Stufen. Nur die älteren von diesen tragen noch Blutlehm.

Die Zusammensetzung des Blutlehms.

Schon von verschiedenen Seiten wurde der Blutlehm auf seine chemischen und physikalischen Eigenschaften hin untersucht. Es ist da und dort der Gedanke ausgesprochen worden, daß es sich bei ihm um eine der roten Zone auf dem Hochterrassenschotter analoge Bildung handle, die man zurückführt auf interglaziale Roterdeverwitterung. Um diese Frage zu klären, unternahm ich eine Reihe weiterer Bestimmungen und unter Heranziehung bereits vorliegender Untersuchungen verglich ich den Blutlehm der Niederterrasse einerseits mit heutigen Roterden aus dem Mittelmeergebiet, andererseits mit dem Blutlehm der Hochterrasse.

Um eine feste Richtung für die Versuche zu erhalten, müssen wir uns zunächst fragen, welche Eigenschaften der Blutlehm aufweisen soll, um als Rest einer Roterde angesprochen werden zu können.

1. Merkmale für Roterde.¹⁾

Um eine Erde als „Roterde“ bezeichnen zu können, ist nicht die mehr oder weniger rein rote Farbe ausschlaggebend. Denn obwohl die meisten Roterden diese Farbe besitzen, unterscheiden sie sich doch sehr wesentlich von den „roten Erden“ im gewöhnlichen Sinn, welche ihre Farbe nicht vorzugsweise den günstigen klimatischen Bedingungen, sondern den örtlichen Umständen, der Beschaffenheit ihres Muttergesteins, verdanken. Dieses kann aus den verschiedensten Gründen besonders reich an roten Bestandteilen sein, vornehmlich an rotem Eisenoxyd bzw. wasserarmem Hydrat. Eisenoxyd ist z. B. auf Zerrüttungszonen besonders in granitischen Gebieten oft niedergeschlagen; es färbt durch Ein- oder Umlagerungen viele Feldspäte (Quarzporphyre, „Spatsand“, „Vogesensand“ zum Teil). Aber auch die mehr oder weniger umgelagerten Überreste alter, roter Verwitterungsrinden (Old red; Rotliegendes, Buntsandstein, Keuper der germanischen Entwicklung, gewisse Aptychenschichten, mehr oder weniger von Drucksuturen durchsetzte rote, jurassische Knollenkalke und Kalke nur mit rotem, tonigem Kluftbelag [zum Teil], Skaglia der Alpen u. a.) gelangen farbgebend in die Verwitterungsrinde und widersprechen durch die Hartnäckigkeit, mit der sie ihren Charakter festhalten, scheinbar der klimatischen Bodenzonen-Verteilung. Diese älteren roten Erden sind auf dem

¹⁾ Vgl. dazu besonders Graf LEININGEN 1917 S. 48, 62, 198.

Übergang über das Gestein, in welches sie eingingen, nur dadurch noch kenntlich geblieben, daß die aufbereitenden Kräfte einen, vielleicht nicht einmal besonders wesentlichen Charakter nicht ganz zerstören konnten: die Rotfärbung durch freies Fe_2O_3 oder durch wasserarmes Hydrat. Wahrscheinlich liegen in vielen Fällen noch typischere Roterdereste in den Sedimentgesteinen, nur entgingen sie bisher deswegen, weil sie das auffälligste Merkmal, das sie in der Rotfärbung besaßen, nicht mehr aufweisen.

Auch der Eisenreichtum an sich ist es nicht, der Roterde entstehen läßt. Dazu ist vielmehr bei einer gewissen Mindestmenge von Fe und Al nötig, daß diese wenigstens zum Teil in freier Oxyd- bzw. Hydratform vorliegen. Daneben ist in der Roterde wohl immer noch eine bestimmte Menge der Sesquioxyde locker in Silikaten gebunden. Weil kein Lösungsmittel bekannt ist, das erstere von letzteren quantitativ trennt (vgl. Graf LEININGEN 1911, S. 41, E. BLANCK 1912, S. 69), ist es nicht möglich, durch Sesquioxydbestimmung etwa im Auszug mit verdünnter HCl allein unzweifelhaft Roterde von roter Erde zu unterscheiden. Dies hat E. BLANCK 1912 durch Bestimmungen an roten Erden von Münzenberg nachzuweisen versucht; meines Erachtens ohne Erfolg freilich, weil am falschen Beispiel (s. S. 179).

Die Erforschung der Roterden, über die schon so viel geschrieben steht, hat lange Zeit sehr unter dem Mangel scharfer, planmäßiger Analysen gelitten, und die meisten sind Bauschanalysen, die ich, da sie nur sehr bedingt verwendbar erscheinen, nicht vermehren wollte. Ich gebe hier eine Zusammenstellung des gesamten Sesquioxyd-Gehalts und des Glühverlustes (°/o) von Roterden (siehe die näheren Angaben über sie S. 184/185).

Nr. des Bodens	Gesamtgehalt an			Glüh- verlust	Bemerkungen
	Al_2O_3	Fe_2O_3	Sesqui- oxyd		
5	5,28	8,23	13,51	7,62 ¹⁾	1) „Organische Substanz“.
6	10,95	9,15	20,10	8,89 ²⁾	2) Substanz bei 110° getrocknet.
7	5,27	12,39	17,66	—	3) Aus der Tiefe eines
8	5,39	12,21	17,60	—	Karrenfelsens.
9	21,02	8,62	29,64	14,02	4) Natürliches Schlamm-
10	30,26	13,20	43,46	19,15	produkt in einer Mulde.
11	25,17	8,97	34,14	16,29	
12	26,82	10,95	37,77	10,29	
13	3,15	32,24	35,39	11,77	
14	20,46	6,41	26,87	7,37	
15	11,92	8,40	20,32	5,20	
16	12,17	8,83	21,00	6,57	
17	9,03	7,92	16,95	6,81	
18 ³⁾	15,05	11,60	26,65	10,29	
19 ⁴⁾	15,55	14,50	30,05	10,12	
20	21,83	12,93	34,76	15,93	

Daraus ergibt sich, daß man nicht eine bestimmte oder wenigstens nicht eine zu hohe Mindestmenge der Gesamt-Sesquioxyde für den Begriff „Roterde“ als erforderlich betrachten darf. Die Bauschanalysen ergeben Summen von 13,51 bis 43,46°/o, also starke Schwankungen, und es ist bezeichnend, daß mit zwei Ausnahmen, welche nach ihrer Herkunft aber unsicher sind, bei allen Roterden, die über 21°/o enthalten, die Zusammenschlammung in Vertiefungen betont wird. Nur die mediterranen Roterden mit einem zwischen 13,51 und 21°/o liegenden Sesquioxyd-

Gehalt dürften mindestens teilweise Verwitterungsprodukte in situ sein, die man mit anderen unter entsprechenden Bedingungen vergleichen könnte. Jedenfalls scheint Graf LEININGEN etwas zu hoch zu greifen, wenn er von der typischen Roterde sagt (l. c. S. 48): „außerdem soll sie bei der chemischen, quantitativen Analyse etwa 33—40% Sesquioxide aufweisen“.

Bezüglich des Mengenverhältnisses von Al_2O_3 und Fe_2O_3 scheint bis jetzt bei dem so ungleichartigen Material keine Regelmäßigkeit zu sein. Tonerde ist öfter etwa zur Hälfte, in einem Fall zu ein Zehntel vorhanden, aber auch doppelt und dreifach so hoch kann ihr Betrag gegenüber Eisenoxyd werden. Es kommen eben auch hier die örtlichen Umstände des Gesteins u. s. w. sehr zum Ausdruck.

Von der Bauschanalyse sagt E. BLANCK, der selbst wertvolle Beiträge analytischer Art geliefert hat, l. c. S. 66: „... die Gesamtanalyse ist nicht imstande, den besonderen Charakter der Roterden gegenüber den roten Verwitterungsprodukten nördlicher Breiten zum Ausdruck zu bringen.“

Sogar den Auszügen mit verdünnter Salzsäure will dieser Autor, wie erwähnt, keine hinreichende Beweiskraft zuerkennen, denn sie haben im Fall eines roten Sandsteinbodens und einer roten Sandsteineinlagerung von Münzenberg in Hessen als Kriterium versagt.

Diese von Graf LEININGEN ihm übergebenen Proben stammen aus dem Westteil des Vogelsberges, aus einer Gegend, in der tertiäre Sedimente, auch Sandstein,¹⁾ von Basaltdecken überlagert werden (vgl. Abb. 2 S. 13 in SCHOTTLER 1920). Auf dem Basalt sind neben pliozänen Brauneisen- auch Bauxitlager entwickelt. Diese auffallend blutroten, altplioziänen Böden nehmen nach SCHOTTLER 1920, S. 147 unweit nördlich des Städtchens Münzenberg große Flächen ein. Abwärts gewanderte Eisenverbindungen erwähnt H. L. F. MEYER (1916, S. 229, 230) von Münzenberg und er sagt direkt, daß E. BLANCK eine Roterde von diesem Ort analysierte. Dieser hatte nun als selbstverständlich bei seinen Untersuchungen angenommen, daß die in Rede stehenden Proben, weil aus dem Braunerdegebiet stammend, keine Roterden, sondern rote Erden sein müßten. Und weil sie mit verdünnter Salzsäure keine wesentlichen Unterschiede gegen die mediterranen Roterden ergeben hatten, hielt er die Methode für ungeeignet, den Charakter der Roterde durch sie zu erkennen.

Die Voraussetzung ist sehr wahrscheinlich unrichtig, daher auch die Folgerung. Wir wollen daher gerade dieser Methode, besonders der Bestimmung der Sesquioxide und der löslichen Kieselsäure im Auszug mit verdünnter HCl, unser Augenmerk zuwenden. — Bezüglich der Tonerde und des Eisenoxyds gebe ich hauptsächlich nach E. BLANCK 1912 folgende Tabelle:

Nr. des Bodens	% Löslich in verd. heißer HCl		
	Al_2O_3	Fe_2O_3	Summe
14	8,62	9,70	18,32
15	1,72	4,24	5,96
16	0,87	5,18	6,05
17	0,47	6,39	6,86
18	1,53	8,15	9,68
19	2,33	7,85	10,18
20	3,55	9,46	13,01
4	4,69	8,38	13,07

¹⁾ Über diese äußerte sich A. PLANK 1910.

Es ist zu entnehmen, daß typische Roterden in der Regel über 6% in verdünnter, heißer HCl löslicher Sesquioxide enthalten. Bei stärkerer HCl, wie sie in Nr. 4 angewendet wurde, nähert sich die Prozentzahl 13.

Auch die lösliche Kieselsäure ist ziemlich hoch und ihre Zahl ergibt beim Vergleich mit der Sesquioxidmenge wichtige Beziehungen.

Die Roterde enthält nach R. LANG 1920 durchschnittlich nur 20–40% Gesamtkieselsäure. — Ein wesentliches Merkmal der typischen Roterde wird auch in ihrer raschen Entfärbbarkeit durch verdünnte HCl erkannt. — Der Glühverlust ist oft hoch bei Anwesenheit von viel Sesquioxid, wie die Tabelle S. 178 zeigt. — Der Kalkgehalt ist durchweg gering, wenn auch Karbonatgestein für die Bildung der Roterde im Mediterrangebiet Voraussetzung zu sein scheint.

Ein günstiges Ergebnis hatte scheinbar E. BLANCK, als er aus der Überlegung heraus, daß die für die Roterde bezeichnenden Sesquioxide bzw. Hydrate wahrscheinlich in kolloidaler Form vorliegen, zur Unterscheidung von den „roten Erden“ die Größe der Bodenoberfläche heranzog. Die Bestimmungen der Hygroskopizität ergaben im Verhältnis zu ihrem in verdünnter HCl löslichen Sesquioxidgehalt bei den „roten Erden“ auffallend geringe Werte, bei den typischen Roterden viel höhere. Daß die Oberfläche bei den Roterden wesentlich größer war, läßt sich aber wohl daraus erklären, daß der Rest der alten, tertiären, bauxitischen Roterde in den „roten Erden“ wohl chemisch noch einigermaßen intakt war, nicht mehr aber physikalisch, d. h. daß ein Teil bereits aus dem kolloidalen Zustand in den kristallinen übergegangen ist (vgl. z. B. A. LUZ 1914, S. 87 f.).

Immerhin weist dieses Verhalten auf die Untersuchung speziell der feinsten Teilchen eines Bodens hin,¹⁾ dessen Roterdecharakter man prüfen will. Es wurden daher auch die bei der mechanischen Analyse abgeschlammten Teilchen aufgefangen und an ihnen Glühverlust und Sesquioxidgehalt bestimmt. Ein Bild kann außer durch die mechanische Analyse indirekt durch Bestimmung der Hygroskopizität oder auch einigermaßen durch Bestimmung der Druckfestigkeit ganz im großen gewonnen werden.

Die Manganbestimmung der feinsten Teilchen, die bei der Roterde eine besondere Rolle spielen, ist gleichfalls bedeutungsvoll.

Die mikroskopische Feststellung der einzelnen Bestandteile kann für manche Überlegungen von Bedeutung werden.

Aus dem Vorausgeschickten ergibt sich neben der Kritik für die Resultate einer Untersuchung die Notwendigkeit, die auf S. 184 zusammengestellten Punkte zu prüfen. Der Arbeitsvorgang im einzelnen sei hier noch kurz verzeichnet.

2. Arbeitsvorgang.

Die lufttrockene Feinerde (20 g, teilweise weniger) wird mit 10 cc 30%iger HCl und 100 cc H₂O 1^h gekocht, abfiltriert und im Filtrat mit heißer, verdünnter NaOH Eisen [+ etwas Mangan²⁾] von Aluminium getrennt, das mit NH₄Cl und

¹⁾ Auch Graf LEININGEN (1917 S. 65) betont mit vollem Recht die Wichtigkeit der Untersuchung gerade der feinsten Fraktionen.

²⁾ In der Roterde von Rovigno fehlte Mn, dagegen wurde dieses in den abschlämmbaren Teilen des entfärbten Blutlehms von Obermenzing reichlich gefunden und daher besonders bestimmt. Dies geschah durch Stehenlassen der salzsauren Lösung mit kaltem BaCO₃ 24 h, Bestimmung des ausgeschiedenen Fe(OH)₃ einerseits und des gelöst gebliebenen Mangans durch (NH₄)₂S u. s. w. andererseits.

etwas NH_3 ausgefällt wurde. Dabei waren die von TUCAN 1912, S. 430 besprochenen Schwierigkeiten bei der quantitativen Al-Fällung recht zeitraubend. Die geglühten Niederschläge wurden jeweils rektifiziert. Die durch HCl freigewordene, aber im Rückstand gebliebene Kieselsäure wurde nicht besonders bestimmt, auch nicht die gelöste.

Die mechanische Analyse erfolgte im Kopetzky-Apparat nach einstündigem Reiben der Probe (50 g) mit wenig, öfter erneuertem Wasser und halbstündigem Kochen. Die abschlämmbaren Teilchen wurden, soweit sie in der ersten Stunde abgingen — und das sind ja die meisten —, aufgefangen und nach 24stündigem Stehenlassen wurde das gebildete Sediment getrocknet und diente, wie oben, zu den in Tabelle S. 183 verzeichneten Bestimmungen.

Die Fraktionen der mechanischen Analyse unterzog ich der annähernden mikroskopischen Bestimmung. Die Zahlen der Hygroskopizität wurden im Laboratorium von Herrn Prof. MITSCHERLICH gewonnen.

3. Versuchsmaterial.

1. Die Feinerde (< 2 mm) des graubraunen $\text{H}\ddot{\text{L}}\text{S}$, aus dem die oberste Zone des Niederterrassenbodens in Obermenzing (Versuchsfeld der Technischen Hochschule München) in 0—5 cm Tiefe besteht.

2. Die Feinerde des rotbraunen SL unter 1. (Blutlehm), der ziemlich viel Steine enthält; 10—20 cm tief.

2a. Die abschlämmbaren Teilchen (< 0,01 mm) von 2.

3. Die Feinerde des braunen $\text{S}\ddot{\text{L}}$, der in 25—30 cm Tiefe, also unter dem Blutlehm 2. liegt.

3a. Die abschlämmbaren Teilchen von 3.

4. Die Feinerde der sehr fetten, sandarmen Roterde von Rovigno, Istrien, welche Herr Prof. M. BRAUN gesammelt und dem Geologischen Institut Königsberg i. Pr.¹⁾ geschenkt hat. Die Farbe der Roterde ist dunkelrot mit einem schwachen Violetrot. Beim Befeuchten zeigt die Probe, die lange Zeit in einem Glas eingeschlossen war, einen besonders starken „Tongeruch“.

4. Versuchsergebnisse.

Färbungen.

Vorausgeschickt seien einige Beobachtungen über Färbung, die vielleicht auch künftig bei näherem Studium des Eisenoxyds bzw. seiner Hydrate von Interesse sind.

Boden 3 (braun, Obermenzing) zeigte, in Wasser gebracht, bei den feinen Teilchen unverkennbar einen Stich ins Rötliche. Diese Färbung trat besonders deutlich beim Verreiben mit wenig Wasser zu Tage. Die allerfeinsten Teilchen erschienen, wie auch bei den anderen Zonen des gleichen Bodens, durchweg heller gefärbt im Wasser. Sie waren bei 3. ausgesprochen braun.

Die Teilchen < 0,01 mm, welche nach 24 Stunden sedimentiert waren, sahen rotbraun aus (20 g Substanz in rund 300 cc Wasser). Nach dem Austrocknen zeigten sie wieder die typische braune Farbe.

Die allerfeinste Fraktion, welche nach 24 Stunden Stehen noch suspendiert war, färbte das Wasser trüb graubraun und es setzte sich nach mehreren Tagen allmählich (im Wasser schichtenbildend) ein braunes Sediment ab.

¹⁾ Für die Erlaubnis, diese Probe zu untersuchen, gestatte ich mir auch an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. ANDRÉE bestens zu danken.

Unter allen ebengenannten Bedingungen zeigte der Obermenzinger Blutlehm (Boden 2) die typische Rotbraun-Färbung der feineren Teilchen, nur waren auch hier die kleineren Korngrößen besonders rot, die allerkleinsten in viel Wasser heller.

Bei den Feinerden aller drei Böden verstärkte sich in Wasser der Farbunterschied, indem bei der Krume das Graubraun, beim Blutlehm das Rotbraun, bei 3, also zu unterst, das reine Braun betont wurde.

Mit verdünnter Salzsäure zeigte sich folgendes: Die Feinerde des Blutlehms (2) ließ nach einer halben Stunde in der Kälte noch keine Farbänderung erkennen. Wohl aber nach kaum 10 Minuten Kochen: die Rotfärbung war bereits verschwunden und die typische Braunfärbung des Bodens erreicht, wie sie in der normalen Braunerde vorliegt. Nur die feinsten Teilchen zeigten noch einen Stich ins Rötliche, der zuletzt verschwand. Nach einer Stunde war der Rückstand intensiv braun, aber nicht mehr rotbraun. Bei einem anderen Versuch war zehnmal stärkere HCl verwendet worden (20 cc HCl von 30% + 20 cc H₂O). Hier verschwand schon nach wenigen Minuten Kochen das Rot und machte dem Gelblich-grün (FeCl₃ zum Teil) Platz. Während des weiteren Kochens mußte das entwichene Wasser wieder durch 2 × 10 cc ergänzt werden. Der Lösungsrückstand war dann blaß schokoladebraun.

Die abschlämbbaren Teilchen des Blutlehms (2a) verhielten sich der Feinerde analog. Auch hier trat bald der Farbumschlag ein und nach einstündigem Kochen war der Rückstand braun, nicht mehr rotbraun.

Die Roterde von Rovigno (4) behielt beim Kochen in verdünnter HCl ihre rote Farbe ein wenig länger als der Blutlehm: sie verfärbte sich erst nach einer Viertelstunde allmählich.

Die Färbungen der bis zur Konstanz auf starkem Bunsenbrenner geblühten und abgekühlten Proben waren (ich füge zum Vergleich einige Beobachtungen BLANCKS bei):

- 1 (Krume 1): hellbräunlich-ziegelrot,
- 2 (Blutlehm 2): schwach bräunlichrot,
Blutlehm < 0,01 (2a): dunkel ziegelrot,
- 3 (braun unter 2): bräunlich-ziegelrot,
- 3a (< 0,01): graulich bis hellbräunlich-ziegelrot,
- 4 (Rovigno): dunkel ziegelrot,
- 23a (Blutlehm): gelbrötlich,
- 24a (gelbe Zone): gelbrötlich,
- 26a (Blutlehm): hellrot,
- 26 (gelblich-bräunliche Zone): gelbrötlich.

Ergebnis der mechanischen Analyse (nach KOPECKY).

Boden	Korngrößen % der Feinerde				Bemerkung
	2—0,1 mm	0,1—0,05 mm	0,05—0,01 mm	< 0,01 mm	
1a	22,68	10,58	21,79	44,95	nach v. NOSTITZ
1b	22,61	9,32	19,93	48,14	nach v. NOSTITZ
2 (Blutlehm) . .	12,38	8,20	24,50	54,92	
22 (Blutlehm) . .	34	15	20	31 (zäh)	nach NIKLAS. Der Sandreichtum rührt wohl von d. tiefen Lage (50—60 cm) her.
3	24,64	6,74	21,47	47,15	
21	12	9	37	42	nach NIKLAS

Ergebnis der chemischen Bestimmungen.

Boden	Feuchtigkeit		Glühverlust		Im Auszug mit verdünnter Salzsäure				
	g	‰	g	‰	Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		Sesqui- oxyde zus. ‰
					g	‰	g	‰	
Nr. 1 (Krume)	0,225	2,25	0,630	6,44 ¹⁾					
Nr. 2 (Blutlehm)	0,68	3,40	0,780	4,03	0,950	4,75	0,830	4,15	8,9
Nr. 2a (< 0,01)	0,135	6,62	0,158	8,30	(0,80 ²⁾	(4,0)	(1,34)	(6,70)	(10,78)
Nr. 3 (gebräunter Blutlehm)	0,215	2,15	0,489	4,99	0,230 ³⁾	5,75	0,340	8,50	14,25
Nr. 3a (< 0,01)	0,188	3,57	0,450	8,87	0,565	2,83	0,720	3,60	6,43
Nr. 3a (< 0,01)	0,188	3,57	0,450	8,87	0,205	5,63	0,155	4,26 ⁴⁾	9,89
Nr. 4 (Rovigno)	0,028	4,38	0,001	9,98	0,220 ⁵⁾	4,69	0,393	8,38	13,07

Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung der einzelnen Korngrößen.

(‰-Zahlen geschätzt.)

1. Blutlehm von Obermenzing (2):

> 0,1 mm: rund 85‰ Quarz, meist weiß mit kantenrunder oder teilweise splittrig-kantiger Oberfläche. 8‰ rote, sandsteinartige Stückchen, die wohl sehr sandreiche Konkretionen darstellen. 5‰ Stückchen kristalliner Gesteine, Feldspäte u. s. w.

0,1—0,05 mm: Gesamtfarbe hellbräunlich. 90‰ Quarz wie vorhin; 6‰ rötliche und untergeordnet schwärzliche Konkretionen; 3‰ Feldspäte, Glimmer; einige Wurzelreste.

0,05—0,01 mm: Im ganzen blaß-schokoladefarben. 75‰ eckige Quarze, 20‰ schwach doppelbrechende, trübe, rote Konkretionen; 2‰ schwärzliche Konkretionen.

< 0,01 mm: Im ganzen hellbräunlich-rot. 70‰ eckige Quarze, 28‰ rötliche Konkretionen, die in der Flüssigkeit und in dieser feinen Verteilung bräunlich aussehen, nicht rot. Die feinste Trübe scheint beim Einengen und Trocknen die Körnchen überzogen und sekundär auch verkittet zu haben. Schwarze Konkretionen treten hier ganz zurück.

2. Gebräunter Blutlehm von Obermenzing (3):

2—0,1 mm: rund 85‰ Quarz wie oben; 10‰ Stückchen von kristallinen Gesteinen, besonders von Granit; mittlerer Zersetzungsgrad, mitunter völlig zersessen, so daß fast nur löcherig-rostiger Quarz übrig ist; 5‰ Feldspäte mit meist glatten Spaltflächen, Sandstein, roter Quarzit, Feuerstein, Glimmer.

0,1—0,05 mm: Gesamtfarbe: blaßbräunlich-rötlich. 90‰ Quarz, meist klar, teils milchig-trüb, teils rötlich-bräunlich; meist eckig, weniger kantenrund. 5‰ rötlich-bräunliche Feldspäte, vielleicht einige rötliche Konkretionen; 2‰ schwärzliche Konkretionen, meist rundlich; 2‰ Pflanzenreste; 1‰ Glimmer.

0,05—0,01 mm: Gesamtfarbe (trocken): hellbräunlich. 90‰ eckige, klare Quarz-

1) Mit Humus.

2) Die eingeklammerten Zahlen sind durch Lösung von 20 g in 20 cc HCl (30‰) und 20 cc H₂O gewonnen.

3) Rückstand von der salzsauren Lösung bei 4 g: 2,950 g = 73,75‰.

4) Hier wurde die (nicht unerhebliche) Menge Mn besonders bestimmt. Es ergaben sich 0,03 g Mn₂O₄ = 0,82‰.

5) Rückstand von der salzsauren Lösung: 3,50 g = 74,68‰.

körner, teilweise bräunlich gefärbt; 8% bräunliche, trübe, dichte, doppelbrechende Körnchen, von noch nicht zerteiltem „Ton“. 1% schwärzliche Konkretionen. Einige Feldspäte.

< 0,01 mm: 90% wohl durchweg eckige Quarzkörnchen; 10% nach dem Schlämmen mehr oder weniger verkittete, bräunliche, tonige Körnchen.

Mit Salzsäure konnte nirgends Aufbrausen beobachtet werden.

Kritik der Ergebnisse und Vergleiche mit anderen Böden.

Einleitend wurde gesagt, daß neben dem natürlichen Vorkommen etwa folgende Punkte bei einer roten Erde zutreffen müssen, wenn sie als „Roterde“ bezeichnet werden darf:

1. Die Ursache der Rotfärbung darf nicht im roten Gestein liegen, sondern das Klima muß sie bedingen. Die Erde muß zum mindesten auch auf nicht rot gefärbtem Gestein liegen.
2. Fe und Al sollen wenigstens zum Teil in Hydratform vorliegen, was sich ausspricht — wenn auch nicht scharf —:
 - a) in der Löslichkeit eines beträchtlichen Gehalts von Sesquioxiden in verdünnter, heißer HCl: 6% bei schwächerer, 13% bei stärkerer Säure. Die Menge der gleichzeitig freigewordenen SiO₂ reicht nicht aus, um für alle Sesquioxyde eine leicht zersetzliche silikatische Bindung nahezu zulegen;
 - b) SiO₂ nimmt gegenüber dem entsprechenden nicht-hydratischen Boden ab;
 - c) der Boden verliert rasch seine rote Farbe.
3. Der Sesquioxydgehalt, der mit konzentrierter, heißer HCl in Lösung geht, soll sich einer Mindestmenge von etwa 13% nähern.
4. Der Glühverlust liegt bei geringem Kalkgehalt über rund 6,5%.
5. Der Kalkgehalt ist — abgesehen von Konkretionen und Verunreinigungen — gering.
6. Die Bodenoberfläche ist groß im Verhältnis zur Menge der abschlämbaren Teilchen.
7. Die feinsten Teilchen entsprechen in ihrem Verhalten besonders weitgehend dem Roterdetypus.

Wie verhält sich der Blutlehm auf der Niederterrasse zu diesen Forderungen?

Zum Vergleich habe ich auch die von der Geognostischen Landesuntersuchung bzw. von E. BLANK vorliegenden Analysen mitverwertet und die Böden folgendermaßen bezeichnet:

Liste der verglichenen Böden.

- 1.¹⁾ Obermenzing, Feinerde der Krume 0—5 cm.
 - 1a) „ „ des Obergrunds 0—25 cm $\ddot{H}L\textcircled{S}$ (v. NOSTITZ 1914).
 - 1b) „ „ des Untergrunds 25—50 cm $\textcircled{S}L$ (v. NOSTITZ 1914).
 2. „ „ des Blutlehms.
 - 2a) „ „ abschlämbare Teilchen des Blutlehms.
 3. „ „ Feinerde des gebräunten Blutlehms.
 - 3a) „ „ abschlämbare Teilchen von 3.
4. Rovigno, Istrien, Feinerde.

¹⁾ Für 1. mit 4. vgl. S. 181.

5. Basovisza bei Triest, unbebaute Mediterranroterde (VIERTHALER 1879 cit. nach FACH 1908 S. 11).
6. Basovisza bei Triest, bebaute Mediterranroterde (cit. desgl.).
7. Cosina bei Triest, rotbraune Mediterranroterde (cit. desgl.).
8. Cosina bei Triest, rote Mediterranroterde (cit. desgl.).
9. Planina, rote Dolinenerde, Mediterranroterde (A. SCHIERL 1906, cit. nach FACH 1908, S. 11).
10. Javornik, rote Dolinenerde, Mediterranroterde (A. SCHIERL 1906, cit. nach FACH 1908, S. 11).
11. Flußbett des Poik, rote Mediterranroterde (A. SCHIERL 1906, cit. nach FACH 1908, S. 11).
12. Volosca (Golf von Fiume), reine Mediterranroterde aus einer tiefen Spalte im Kreidekalk (BR. FACH 1908).
13. Zwischen Abbazia und Lovrana, Istrien: Mediterranroterde aus der Tiefe eines Karrenfelsens (Graf LEININGEN 1910, S. 43).
14. Karstroterde nach BECKER-SACHSE, Lehrbuch der Agrikulturchemie S. 247.
15. Nago am Gardasee, gelbbrauner Ferretto, „nicht ganz typische Roterde“, gesammelt von Graf LEININGEN, analysiert von E. BLANCK 1912, S. 62.
16. St. Michele a. d. Etsch, Südtirol, rotbraune, nicht ganz typische Roterde wie 15.
17. Portofino bei Genua, gelbbraune, nicht ganz typische Roterde, wie 15.
18. Montborron bei Nizza, dunkelrotbraune Mediterranroterde, gesammelt von Graf LEININGEN, analysiert von E. BLANCK 1912, S. 64.
19. St. Marguerithe bei Nizza, rotbraunes, natürliches Schlämmprodukt einer Mulde, wie 18.
20. St. Canzian auf dem Karst östlich Triest, dunkelrote Mediterranroterde (E. BLANCK 1912, S. 64/65).
21. Kiesgrube im Forst an der Straße Kraiburg—Altmühldorf, Krume 5—20 cm, Boden der Ampfinger Stufe (KOEHNE-NIKLAS 1916, S. 48).
22. Kiesgrube wie 21, LSG; Blutlehm 50—60 cm der Ampfinger Stufe (cit. desgl.).
23. Verwitterungsprofil des Übergangskegels von der Würmendmoräne zur Niederterrasse, Mühlthal, nördlich Starnberg bei 40 cm Bodenmächtigkeit; Krume 5—15 cm.
- 23a) Desgl. Blutlehm 30—40 cm tief.
24. Desgl. bei 65 cm Bodenmächtigkeit. Krume 5—15 cm (E. BLANCK 1913, S. 657).
- 24a) Desgl. bei 65 cm Bodenmächtigkeit, gelbe Zone 27—37 cm (E. BLANCK 1913, S. 657).
- 24b) Desgl. bei 65 cm Bodenmächtigkeit, Blutlehm 55—65 cm (E. BLANCK 1913, S. 657).
25. Verwitterungsprofil der Hochterrasse, Forstenrieder Park, 2,2 km NNW. Baierbrunn, Krume 0—10 cm (KOEHNE-NIKLAS 1914, S. 49).
- 25a) Desgl. gelblich-bräunliche Zone 40—50 cm.
- 25b) Desgl. Blutlehm 50—60 cm.
26. Verwitterungsprofil der Niederterrasse 2,2 km NNO. I. Baierbrunn, gelblich-bräunliche Zone 20—30 cm.
- 26a) Desgl. Blutlehm 50—60 cm.
27. Ausfüllung einer geologischen Orgel in der Hochterrasse, Brüche bei Deisenhofen 14 km südlich von München: lebhaft rotbrauner Blutlehm (A. SCHWAGER 1899, S. 142).

Bei der Erörterung der erwähnten Punkte an Hand der Untersuchungen vorstehender Böden machen wir folgende Bemerkungen.

Zu 1. Die Besprechung des Vorkommens unseres Blutlehms auf den kalkreichen grauen oder schwach bräunlichen Niederterrassenschottern läßt bereits die Erwartung sehr naheliegend erscheinen, daß wir es bei ihm mit einem klimatischen Gebilde zu tun haben.

Zu 2. Eine Zusammenstellung der in heißer verdünnter Salzsäure löslichen Sesquioxyde von Blutlehm¹⁾ und vergleichbaren Roterden zeigt folgendes Bild:

Boden und Farbe	% löslich in verdünnt. heiß. HCl ²⁾			Bemerkung
	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Sesquioxyde	
2. rotbrauner Blutlehm	4,75	4,15	8,90	Die Böden 15. bis 20 wurden in $\frac{1}{3}$ HCl von s. G. 1,04 und $\frac{2}{3}$ H ₂ O eine halbe Stunde auf dem Wasserbad erhitzt. Sie wurden also einer schwächeren Säure ausgesetzt als die Proben 2. mit 4.
2a) rot < 0,01	5,75	8,50	14,25	
3. gebräunter Blutlehm	2,83	3,60	6,43	
3a) rotbraun < 0,01	5,63	4,26	9,89	
4. Rovigno, tiefrot	4,69	8,38	13,07	
12. Volosca, rotbraun	8,62	9,70	18,32	
desgl. löslich in konzent. HCl	10,95	9,43	20,38	
15. Nago, gelbbraun	1,72	4,24	5,96	
16. St. Michele, rotbraun	0,87	8,18	9,05	
17. Portofino, gelbbraun	0,47	6,39	6,86	
18. Montborron, dunkelrotbraun	1,53	8,15	9,68	
19. St. Marguerithe, rotbraun . . .	2,33	7,85	10,18	
20. St. Canzian, dunkelrot	3,55	9,46	13,01	

Es zeigt sich, daß die Löslichkeit der Sesquioxyde, soweit sie untereinander verglichen werden darf, zunächst eng mit der Färbung zusammenhängt. Bei den von mir untersuchten Böden hat der braune Lehm (3) die niedrigste Zahl, seine rotbraunen abschlämmbaren Teilchen (3a) erweisen sich dagegen durch höhere Zahlen nahe dem rotbraunen Blutlehm (2) verwandt und die höchsten Zahlen erreichen dessen rote abschlämmbare Teilchen (2a), die sogar die der tiefroten Roterde von Rovigno übertreffen.

Vergleichen wir BLANCK'S Zahlen der als Roterde angesehenen Böden unter sich, so fällt auch hier auf, daß die beiden gelbbraunen Böden die niedrigsten, die beiden rotbraunen und der dunkelrotbraune die nächst höheren Zahlen, der dunkelrote die höchste Zahl ergeben hat. Dabei gehen die Färbungsänderungen speziell mit der Menge des löslichen Fe₂O₃ parallel.

Der rot färbende Bestandteil ist in verdünnter Salzsäure löslich und eisenreich. Dann fällt auf, daß bei halbstündiger, etwas schwächerer Einwirkung der verdünnten HCl gegenüber der einstündigen durchweg bedeutend weniger an Al₂O₃ als an Fe₂O₃ in Lösung geht.

Ersteres ist wesentlich schwerer löslich als letzteres.

Schließlich erfüllen die Zahlen durchaus die für typische Roterden gestellten Forderungen (6 bzw. 13 %).

¹⁾ Ich füge im folgenden jeweils die Untersuchungsergebnisse an Hochterrassenböden bei, die S. 193 f. besprochen werden.

²⁾ Die Konzentrationen sind leider nicht durchweg gleich und während des Auflösungsprozesses konstant.

Zu 2b. Bezüglich der Kieselsäureabnahme in den roten gegenüber den gelben Bodenzonen auf der Niederterrasse hat bereits BLANCK näheres erkannt. Die Zusammenstellung der untersuchten Profile:

Gesamtkieselsäure %			
im Profil des Übergangskegels bei einer Bodenmächtigkeit von		im Niederterrassenprofil	im Hochterrassenprofil
40 cm	65 cm		
23 (Krume): 81,39	24 (Krume): 79,74		25 (Krume): 74,22
23a (Blutlehm): 76,70	24a (gelbe Zone): 81,33	28 (gelbl. bräunl. Zone): 78,58	25a (gelbbraune Zone): 84,71
	24b (Blutlehm): 62,12	28a (Blutlehm): 70,36	25b (Blutlehm): 68,47

zeigt, daß jeweils die Blutlehmzone gegenüber ihrer gelben oder bräunlichen Decke wesentlich kieselsäurereicher ist. In der Krume sinkt dann der Gehalt wieder etwas. Nur 20—40% SiO_2 sind freilich nirgends vorhanden. Wir werden noch sehen, daß dies ohne Zweifel damit zusammenhängt, daß die typischen Roterden wohl überall verschwemmte, konzentrierte Reste sind und sich mit „anstehendem“ Boden in situ, wie wir sie hier vor uns haben, nicht ohne weiteres vergleichen lassen. Die spätere Umbildung der Blutlehme spielt hier gleichfalls herein.

Zu 2c. Wie S. 182 angegeben, verhielt sich zwar die rote Farbe des Blutlehms gegen kalte verdünnte HCl längere Zeit als widerstandsfähig; in kochend-heißer aber trat schon nach kaum 10 Minuten der Umschlag in typische Braunfärbung ein, etwas rascher sogar als bei der Roterde von Rovigno.

Zu 3. Die Lösungsmenge in kochender, konzentrierter HCl hat E. BLANCK festgestellt. Seine nach den Angaben von J. VAN BAREN bzw. G. H. LEOPOLD gewonnenen Ergebnisse folgen hier. Ich füge ihnen auch die Zahlen bei, welche der Obermenzinger Blutlehm mit 15%iger, kochender HCl nach einer Stunde ergab. In Klammern sind die entsprechenden Zahlen der über dem betreffenden Blutlehm gelegenen gelben Zone des gleichen Profils verzeichnet.

B o d e n	Prozent			
	Al_2O_3	Fe_2O_3	Summa	Differenz.
2 (Blutlehm)	4,0	6,70	10,70	
23a (Blutlehm)	4,75 (3,32)	5,86 (3,47)	10,61 (6,79)	> 3,82
24b (Blutlehm)	11,83 (5,77)	8,74 (4,58)	20,57 (10,35)	> 10,22
26a (Blutlehm)	6,98 (5,12)	7,61 (3,81)	14,59 (8,93)	> 5,66
25b (Blutlehm, Hochterrasse)	8,30 (3,72)	6,97 (3,18)	15,27 (6,90)	> 8,37
27 (Hochterrasse)	31,11	15,79	46,90	

Wir sehen deutlich zweierlei: Einmal die Tatsache, daß sich die Summe der löslichen Sesquioxyde teils den 13% des Gesamtgehalts der typischen Roterden nähert, teilweise diese nicht unbeträchtlich übertrifft, besonders in dem mächtigen

Profil von Mühlthal. Zum andern erkennen wir die durchweg sehr erheblich geringere Löslichkeit von Sesquioxyd in den gelbbraunen Zonen gegenüber den ihnen zugehörigen Blutlehm.

Geringeren Wert möchte ich für unsere Frage den örtlich zu sehr bedingten Bauschanalysen zuschreiben. Ich führe nur die von den Blutlehm vorliegenden Daten an und überlasse dem Leser den Vergleich mit der S. 178 gegebenen Tabelle der Gesamtanalysen typischer Roterden.

Boden	% Gesamtgehalt an			Glühverlust
	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Summe	
23 a (Blutlehm)	8,8	6,67	15,47	4,45
24 b (Blutlehm)	15,1	9,4	24,5	6,54
24 a (Gelbe Zone)	7,3	5,3	12,6	3,18
26 a (Blutlehm)	8,03	11,73	19,76	5,12
26 (Gelbe Zone)	6,56	7,06	13,62	4,42
25 b (Blutlehm d. Hochterr.)	10,73	10,57	21,30	6,03

Zu 4. Bei einem durchweg unter 1% liegenden Kalkgehalt betrug der Glühverlust der Blutlehme (wasserfrei berechnet):

Boden	% Glühverlust	% Gl. der jeweils zugehörigen gelbbraunen Zone darüber
2	4,03	4,99
2 a (< 0,1 mm)	8,30	8,87 (darunter 3 a)
23 a	4,45	4,55
24 b	6,54	3,18
26 a	5,12	4,42
25 b	6,03	2,97
27	9,61	—

Nur bei 3 der Blutlehmproben, darunter bezeichnenderweise bei den Korngrößen < 0,01, ist die Eigenschaft typischer Roterden durchschnittlich über 6,5% Glühverlust zu haben erreicht. Bei den anderen drei Feinerden ist der Glühverlust geringer.

Die zugehörigen braunen Zonen zeigen geringeren Glühverlust, was sich vermutlich mit der vorwiegend silikatischen Bindung des Al im Gegensatz zu den Blutlehm erklärt. Die ersten drei Böden weichen hier wohl aus oben bezeichnetem Grund (noch ungenügende Silikatbildung) ab. Bei der Obermenzinger braunen Zone dürften auch erhebliche organische Reste mitspielen.

Bei 2, 2 a und 23 a müßte untersucht werden, ob vielleicht die Umbildung zu braunem Blutlehm zuerst das Eisen in braunes Hydrat verwandelt, während das Aluminiumhydrat noch bestehen bleibt, wie die Zahlen anzuzeigen scheinen!

Zu 5. Wie erwähnt, übersteigt der Kalkgehalt der Blutlehme nirgends rund 1%, bleibt vielmehr meist bedeutend darunter.

Zu 6. Die Bodenoberfläche wurde von E. BLANCK durch Bestimmung der Hygroskopizität nach der abgeänderten Methode RODEWALD-MITSCHERLICH bei einer Reihe von Roterden angegeben und als sehr hoch erkannt. Mit einer Ausnahme stieg sie allmählich mit dem Gesamt-Sesquioxydgehalt. Wie die nachstehende Zusammenstellung zeigt, liegt auch eine weitgehende Parallele zwischen der Summe

der in verdünnter Salzsäure löslichen Sesquioxyde und der Bodenoberfläche vor. Sie wurde bereits von HISSINK 1912 S. 238 betont, der auch die SiO_2 mitberücksichtigte. Wegen des relativen Reichtums unserer Roterden bzw. Blutlehme an in verdünnter HCl löslichen Sesquioxyden auf der einen, ihrer besonderen Zähigkeit auf der anderen Seite, erscheint uns jener hydratische Anteil in erster Linie als Träger der kolloiden Eigenschaften, wenn wir auch durchaus zugeben, daß sich Kolloid- und Hydratgehalt nicht genau decken (vgl. die Bemerkungen HISSINKS mit der von ihm zitierten Literatur und die Antwort E. BLANCKS im gleichen Bd. 1912!)

Boden	% Hygroskopizität	% abschlämmbare Teilchen	löslich in verdünnter HCl %		
			Al_2O_3	Fe_2O_3	Summa
15 (Nago)	5,10		1,72	4,24	5,96
16 (St. Michele)	5,23		0,87	8,18	9,05
17 (Portofino)	5,96		0,47	6,39	6,86
18 (Montborron)	11,13		1,53	8,15	9,68
19 (St. Marguerithe)	13,56		2,33	7,85	10,18
20 (S. Canzian)	17,21		3,55	9,46	13,01
Münzenberg (BLANCK 1912)	6,77		0,11	7,65	7,76
2 (Blutlehm)	8,75 ¹⁾	54,92	4,75	4,15	8,90
Desgleichen	8,84 ¹⁾	54,92	4,75	4,15	8,90
3 (brauner Blutlehm)	6,59 ¹⁾	47,15	2,83	3,60	6,13
Desgleichen	6,47 ¹⁾	47,15	2,83	3,60	6,13

Es ist deutlich zu erkennen, wie auch unser Obermenzinger Blutlehm sich unmittelbar diesen Zahlenreihen anschließt, indem er hier bereits zu den typischen Roterden zu rechnen ist und wie auch der gebräunte Blutlehm noch die Zahlen der weniger typischen Roterden an Hygroskopizität übertrifft. Letzterer zeigt gegenüber dem rotbraunen Blutlehm aber in beiden Bestimmungen gleichmäßig schon einen starken Rückgang.

Auch absolut bestätigen die Zahlen der Hygroskopizität die Ansicht, daß die Böden besonders kolloidreich sind. Die Zahlen sind etwa um die Hälfte höher, als man es sonst bei der entsprechenden Menge abschlämmbarer Teilchen von Lehmböden zu sehen gewohnt ist. Sie bewegen sich mit den Zahlen der abschlämmbaren Teilchen.

Von zwei Bodenproben in Obermenziug, welche nicht ganz unvermischt aus einer bestimmten Tiefe, sondern nur als „Obergrund“ und „Untergrund“ gewonnen wurden, füge ich noch die von v. NOSTITZ 1914 gefundenen Zahlen an:

Boden	Hygroskopizität	Ton nach ARNTZ	Humus nach KNOP
1a (Obergrund)	7,091	18,1	3,24
1b (Untergrd., Blutlehm z. T.)	7,432	22,55	2,57

Hier fällt besonders die hohe Zahl für den „Ton nach ARNTZ“ auf, welche die Illuvialzone auszeichnet und für eine bedeutende Tonanreicherung spricht im Gegensatz zur leichteren Krume.

¹⁾ Diese Bestimmung wurde im Institut des Herrn Professors Dr. MITSCHERLICH in Königsberg ausgeführt, wofür ich auch an dieser Stelle meinen besten Dank ausspreche.

Abgesehen von dem Erwähnten zeigt sich die ungewöhnliche Größe der Bodenoberfläche in einer von allen Seiten betonten Zähigkeit der Blutlehme. Sie ist neben der Farbe jenes Merkmal, welches schon ohne nähere Untersuchung die Sonderstellung der Blutlehme erkennen läßt. Diese Eigenschaft war auch der Anlaß zu vorliegenden Untersuchungen, denn der Vergleich mit den ganz ähnlichen, aber noch zäheren laterisierten Böden von Togo, die ich im landwirtschaftlichen Laboratorium der Technischen Hochschule München 1913 zu untersuchen Gelegenheit hatte, war äußerst auffallend. Reibt man den Blutlehm mit wenig Wasser an, so bildet er eine sehr klebrige Masse, die den Boden erheblich bindiger sein läßt, als es nach dem nicht allzu hohen Gehalt seiner abschlämbaren Teilchen zu erwarten wäre. Näheres sagte hierüber inzwischen auch H. NIKLAS 1916, S. 58: „Es muß vor allem auffallen, daß die aus den rotbraunen Verwitterungszonen entnommenen Proben trotz ihres sehr hohen Gehalts an Sanden (etwa 50%) eine große Zähigkeit besitzen, die nach der Menge der abschlämbaren Teilchen nicht zu erwarten wäre. Diese abschlämbaren Teilchen verdanken ihre Zähigkeit und Plastizität wohl ihrem hohen Gehalt an ungesättigten Kolloiden, denn die durchgeführten Kolloidreaktionen traten viel deutlicher auf, als es sonst bei Böden beobachtet werden konnte.“ Ich glaube, daß sich diese Kolloide im wesentlichen aus Al- und Fe-Hydraten zusammensetzen. Sie können zugleich die Träger der Rotfärbung sein.

Auch die Druckfestigkeit kann wohl als annähernder Anhalt für die Beurteilung der Bodenoberfläche gelten. Sie wurde von H. NIKLAS durch Beobachtung der Zerdrückbarkeit von kleinen, 2 cm hohen, 11 mm dicken, ausgetrockneten Bodenzylindern bestimmt. Es ergaben sich bei den Niederterrassenböden Zahlen zwischen 4 und 6 kg, die vom Humusgehalt abhängig waren. Aber NIKLAS bemerkt l. c. S. 60: „Sehr interessant ist die bereits erwähnte Tatsache, daß die rotbraunen Verwitterungszonen dieser Niederterrasse, obwohl sie der Schlämmanalyse nach einen geringen Gehalt an abschlämbaren Teilchen haben, die doppelte Druckfestigkeit, nämlich 11—12 kg, besitzen. Hierfür ist das Verhalten der kolloiden Teilchen maßgebend...“ Wir haben also auch hier durchgreifende Unterschiede im Verhalten der feinsten Teilchen des Blutlehms gegenüber den braunen Böden vor uns, Unterschiede, welche den Blutlehm zugleich dem Verhalten der hydratreicheren Roterden anschließen.

Ich schalte hier eine Bemerkung zu den mikroskopischen Untersuchungsergebnissen S. 183 ein.

Bei diesen Untersuchungen kommt es sehr auf den Zerteilungsgrad an. Bei den feinsten Körnchen ist es von Vorteil, sie noch im Schlämmwasser nach ihrem Absatz darin zu untersuchen. Es kommen beim Einengen und Trocknen zu leicht Verkittungen vor, die dann für ursprünglich gehalten werden können.

Wie bei den chemischen Bestimmungen auf die feinsten Teilchen, so muß hier unter dem Mikroskop auf die Konkretionen das Hauptaugenmerk gerichtet werden, wenn es sich darum handelt, den Verwitterungszustand eines Bodens festzustellen.

Man kann vermuten, daß es sich bei den schwarzen Konkretionen hauptsächlich um Eisen- (zum Teil etwas Mn-führende) Silikate handelt, bei den bräunlichen um gefärbte tonige Bestandteile, bei den roten und in feiner Verteilung braun aussehenden um wasserarme Eisenhydrate und Aluminiumhydrat (Sporogelit). Letztere treten ja beim Blutlehm im Gegensatz zur braunen Zone in den abschlämbaren Teilchen mit 30% in den Vordergrund.

Zu 7. Schließlich ist noch ein Punkt sehr wichtig: Auch die chemische Zusammensetzung der feinsten Teilchen des Blutlehms, nicht nur ihr

mechanisches Verhalten in Kolloidform, verweist auf die engste Verwandtschaft mit den echten Roterden des Mittelmeergebietes. Es hat sich ergeben, daß der Obermenzinger Blutlehm zwar etwas weniger Sesquioxyd in der Feinerde, nämlich 8,9%, enthält. Aber seine abschlämbbaren Teilchen zeigten 14,25% gegenüber 13,07% der typischen, gleich behandelten Roterde von Rovigno. Dabei ist zu betonen, daß auch Al und Fe im einzelnen sich dieser Erde ganz analog verhalten, wie folgende Gegenüberstellung der Prozentzahlen zeigt:

Boden	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Summa	Glühverlust
2 (Feinerde, Blutlehm) . . .	4,75	4,15	8,90	4,03
2a (< 0,01)	5,75	8,50	14,25	8,30
4 (Feinerde, Rovigno) . . .	4,69	8,38	13,07	9,98
3a (< 0,01 der braunen Zone)	5,63	4,26	9,89	8,87

Wir wollen nicht aus wenig Zahlen zu viele Schlüsse ziehen, müssen aber doch die auffallende Tatsache klarlegen, daß die abschlämbbaren Teilchen des Blutlehms sich nach Glühverlust, Al₂O₃- und Fe₂O₃-Gehalt ganz analog der zum Vergleich zufällig herangezogenen Roterde von Istrien verhalten. Es entsteht wiederum die Frage, ob nicht der Unterschied zwischen dem Blutlehm und der typischen Roterde allein darin besteht, daß ersterer ungeschlämmt am Ort seiner Bildung liegt, letzterer aber stark geschlämmt und umgelagert wurde. Von den Roterden ist ja bekannt, daß sie sehr häufig in den Vertiefungen des verkarsteten, mediterranen Kalk- und Dolomitgebietes liegen und nicht sowohl Böden in situ als mehr oder weniger verunreinigte, umgelagerte Abschlämmassen darstellen. Von den mit besonders hohem Sesquioxidgehalt ist das, wie S. 178 gesagt, betont. Aber auch andere Roterden, welche der näheren Untersuchung unterzogen wurden, zeigen, wie wir sehen, eine auffällige Verwandtschaft zu den abschlämbbaren Teilchen jener Blutlehme, die wir als Roterden in situ, auf ganz wagrechter Oberfläche der Kalkschotter gebildete Roterden ansehen müssen. Graf LEININGEN (1917, S. 45, 182—184) schilderte z. B. wiederholt die starke Umschlammung der Böden auf geneigtem, verkarstetem Gelände. Es ist von vornherein zu erwarten, daß der Lösungsrückstand mächtiger Karbonatgesteinsmassen — auch bei Annahme nicht unbedeutender subaerischer Zufuhr — stark gewandert sein muß, um zusammenhängendere, mächtigere Böden zu bilden, und es darf bei unseren Vergleichen nicht außer acht gelassen werden, daß sie sich auf Böden ungleichartigen Ursprungsgesteins beziehen: im einen Fall sind es mehr oder weniger kalkreiche Schotter mit viel Quarzsand und kristallinen Geröllen, im anderen ist es Karbonatgestein. Leider war die Analyse einer auf ähnlichem Kalkschotter gebildeten Roterde des Mittelmehrgebietes nicht möglich. Weil also von dem Vergleich von vornherein nicht zu viel erwartet werden darf, ist die vorstehend besprochene Übereinstimmung um so bemerkenswerter. Um so deutlicher drückt sich in ihr die gemeinsame Ursache: das gleiche Klima aus!

Auch die abschlämbbaren Teilchen der braunen Zone unter dem Blutlehm habe ich in die letzte Tabelle mit aufgenommen. Sie sind nicht braun, sondern rotbraun (s. S. 181) und sie haben auch sonst deutliche, gesetzmäßige Beziehungen zum Blutlehm und zur typischen Roterde aufzuweisen: Bei entsprechendem Glüh-

verlust und Al_2O_3 -Gehalt unterscheiden sie sich von letzterer nur durch den fast halb so großen Eisengehalt. Es wurde bereits beim Vergleich der durch verschieden verdünnte HCl gelösten Sesquioxyde S. 186 betont, daß offenbar Al_2O_3 aus dem Boden weniger rasch in Lösung geht als Fe_2O_3 (vgl. auch S. 188). Wenden wir das hier an, so erkennen wir in den beiden Tatsachen: Verlust der Rotfärbung und Verlust eines beträchtlichen Fe_2O_3 -Gehalts zwei zusammengehörige Erscheinungen: Die braune Zone ist ein seines Eisens zum Teil beraubter Blutlehm. Und wenn die Bodenoberflächen geringer sind in dem gebräunten Blutlehm (s. S. 31), so sehen wir den Grund ihrer besonderen Wirkungen in den Kolloiden des Eisenoxyds bzw. Eisenhydrats.¹⁾

Wenn wir diese Verhältnisse schon jetzt etwas schematisieren dürfen, kommen wir zur Feststellung einer kontinuierlichen Übergangsreihe:

Typische Roterde (wahrscheinlich geschlämmt) (tiefrot) . . .	Mediterranroterde
Abschlämbbare Teilchen des Blutlehms (< 0,01 mm; rot) . . .	} Niederterrassenbod. auf der Münchener Schiefen Ebene.
Feinerde des Blutlehms (rotbraun)	
Abschlämbbare Teilchen der braunen Zone unter dem Blutlehm (rotbraun)	
Feinerde der braunen Zone (braun)	
Krume (graubraun).	

Wir sehen in ihr die Stadien eines Umbildungsprozesses, die aufs innigste unter sich verknüpft aus einander hervorgegangen sind. Sie werden sehr weitgehend durch die Farbenfolge gekennzeichnet, durchaus aber nicht vollständig, denn die Farben deuten wohl nur die Abwandlung der Zustände des Eisens an. Diese sind aber nicht allein das Maßgebende, sondern dazu tritt als mindestens gleichberechtigter, aber nicht farbgebender Faktor das Aluminium. TUCAN hat ja sogar eine typische, aber gelblichweiße Roterde (von Eminovo selo bei Zupanjac im kroatischen Karst) analysiert, die neben reichlich Kalk nur 6% Eisen, aber 25,69% Al_2O_3 (als Sporogelit) enthält. Das darf nicht vergessen werden, besonders nicht im Gelände, so günstig auch zunächst die Beobachtung der Bodenfärbung für eine rasche Orientierung sein mag (vgl. dazu auch das Ergebnis S. 186).

Bevor wir aus diesen Verhältnissen den Schluß auf das vergangene Klima ziehen, wollen wir noch kurz auf die Beziehungen unseres Blutlehms der Niederterrasse zu dem Rotlehm der Hochterrasse, sowie zu den Böden der jüngeren Terrassen eingehen. Sie werden uns erlauben, das Klima während der Bildungszeit des Niederterrassen-Blutlehms als einen Ausschnitt aus dem Ablauf großzügiger klimatischer Veränderungen zu erkennen.

Niederterrassen- und Hochterrassen-Blutlehm.

Viel schärfer als für den Niederterrassen-Blutlehm sprach E. BLANCK seine Ansicht über die Bildung des Hochterrassen-Blutlehms aus und schon von vielen Seiten ist als wahrscheinlich anerkannt, was er 1912 zeigte, daß wir es bei der roten Zone auf dem südbayerischen Hochterrassenschotter mit einer interglazialen Roterde von mediterranem Typus zu tun haben.

¹⁾ Dabei sehen wir von anderen, für unsere klimatologische Fragestellung weniger wichtigen Bodenbestandteilen, wenn auch ungen, ab. Ihre Erörterung würde zu weit führen.

In den vorangegangenen Tabellen wurde jeweils auch der Hochterrassen-Blutlehm mit angeführt und wir ersehen daraus leicht die Unterschiede gegen den Niederterrassen-Blutlehm, die sich als wesentlich quantitative herausstellen.

Auch die Hochterrassenschotter bestehen im wesentlichen aus Kalkgeschieben und wenn auch bei mehr zentralalpiner Einzugsgebiet des jeweils benachbarten Eislobus und bei wechselnden örtlichen Umständen der Vorlandschotter zentral-alpine, kristalline Gesteine oft in größerer Menge¹⁾ enthält, so kann doch auch der Hochterrassen-Blutlehm seine Färbung nur klimatischen Umständen verdanken.

Wie das gesamte Bodenprofil, so unterscheidet sich auch die rote Zone von dem Niederterrassen-Blutlehm durch größere Mächtigkeit. Viele Angaben hierüber verzeichnen bereits die schönen südbayerischen Blätter der Geognostischen Landesuntersuchung. Auf dem Blatt Ampfing ist das Bodenprofil meist:

graubrauner GSL 1,5	} zuweilen bis 2 m Blutlehm;
rotbrauner SL 5	
rotbrauner LSG 5	

nach unten reicher an S und G

auf Blatt Baierbrunn und Gauting:

graubrauner HSL 1
brauner SL 3

braunroter, zäher SGL > 6, bei raschem Wechsel oft > 10.

Wir erkennen also durchschnittlich die doppelte Mächtigkeit sowohl des ganzen Bodens als auch seiner Blutlehmzone gegenüber der Niederterrasse.

Bezüglich der Gesamtkieselsäure verhält sich das Bodenprofil der Hochterrasse durchaus entsprechend dem der Niederterrasse: Ihr Betrag steigt von der Blutlehmzone über die Krume bis zur gelblich-bräunlichen Zone (Tabelle S. 187).

Die Lösungsmenge der Sesquioxide in kochender konzentrierter HCl (Tabelle S. 187) übertrifft die der anderen Blutlehme der Niederterrasse sowohl absolut, als auch nach der Stärke des Unterschiedes gegenüber der zugehörigen gelbbraunen Zone. Eine Ausnahme zeigt die besonders mächtige Decke des Übergangskegels von Mühlthal, auch bezüglich des SiO₂-Gehalts. Zwischen letzterer und den anderen Niederterrassenböden steht der Hochterrassen-Blutlehm ebenso hinsichtlich des Gesamtgehalts an Sesquioxiden und dieser Umstand dürfte zugleich der Grund für obige Ausnahme sein. Primäre Unterschiede in der Zusammensetzung bedingen wohl auch die — abgesehen von den abschlämmbaren Teilchen — ganz entsprechende Stellung der Hochterrasse nach dem Glühverlust. Das geht u. a. aus dem ungewöhnlich geringen Glühverlust der zugehörigen gelbbraunen Zone hervor.

Bemerkenswert ist, daß die Ausfüllungsmasse der geologischen Orgel bei Deisenhofen ganz bedeutend mehr Sesquioxide in Lösung gehen läßt, daß sie wesentlich weniger SiO₂ (43,49%) und bedeutenden Glühverlust aufweist. Wir werden hier wieder zu der S. 191 berührten Bemerkung geführt, daß die abgeschlämmtten Teile noch wesentlich mehr mit den echten Roterden harmonieren oder von ihnen überhaupt nicht getrennt werden. Es bestätigt sich, daß erst hier wirklich vergleichbare Materialien vorliegen: Der in den Trichter verschwemmte Blutlehm entspricht den umgelagerten, typischen Roterden.

Bezüglich des Kalkgehalts darf man wohl sagen, daß er im großen ganzen noch etwas geringer ist als im Niederterrassen-Blutlehm und daß, wenn er über

¹⁾ Vgl. z. B. Blatt Ampfing S. 11.

1% steigt, eine sekundäre Abscheidung des Kalks aus der Umgebung stattfand (z. B. aus einer Lößdecke!).

Die Zähigkeit des Blutlehms ist im Durchschnitt bei der Hochterrasse wesentlich höher als auf der Niederterrasse. Sie zeigt sich zahlenmäßig wieder in der Druckfestigkeit, denn einer solchen von 11—12 kg in der Niederterrasse steht nach H. NIKLAS eine solche von rund 17 kg in der Hochterrasse gegenüber. Dabei ist die Menge der abschlämbaren Teilchen gleich oder geringer als bei der Niederterrasse.

Es ergibt sich daher, daß nicht nur die vermutlich zum Teil mit der längeren Dauer der Verwitterung zusammenhängende Bodenmächtigkeit in der Hochterrasse durchschnittlich doppelt so groß ist als bei der Niederterrasse, sondern daß auch die auf freie (hydratische) Kolloideweisenden Eigenschaften jetzt (vgl. S. 200) bei jener stärker entwickelt sind. Wenn wir von einer wahrscheinlich örtlich bedingten Ausnahme absehen, steht der Hochterrassen-Blutlehm zwischen den Feinerden der Niederterrasse und denen typischer mediterraner Roterden. Die abschlämbaren Teilchen dürften sich sogar jenen mindestens ebenso nahe anschließen, wie beim Niederterrassenboden.

Beziehungen zwischen den Böden der Niederterrasse und jüngerer Schotterterrassen.

Bereits bei der Umgrenzung des Bereichs der süddeutschen Blutlehme haben wir erfahren, daß sich sowohl am Rhein zwischen Mülhausen i. E. und Basel und noch oberhalb davon als auch am Inn bei Kraiburg—Ampfing—Mühldorf, also dort, wo diese Flüsse in die weiten Niederterrassenfelder eintreten, jüngere Terrassen vorfinden. Sie wurden versuchsweise miteinander in Beziehung gebracht und es gibt dafür nicht nur morphologische, sondern auch bodenkundliche Anhaltspunkte. Um das deutlich zu machen, sollen hier die Böden auf diesen Stufen noch etwas mit denen der obersten Niederterrassenfläche verglichen werden.

1. In Oberbayern.

Mit zunehmendem Alter eines Bodens wächst seine Mächtigkeit und es bildet sich die eventuelle Gliederung in Zonen mehr und mehr heraus. Dies läßt deutlich die Reihenfolge der Böden erkennen, wenn wir von der jüngsten, tiefstgelegenen Terrassenstufe aufwärts bis zur Niederterrasse fortschreiten. Nebenstehende Zusammenstellung möge das veranschaulichen.

Ungewöhnlich hoch ist hier die Mächtigkeit auf der Rauschinger und Ampfinger Stufe. Wie KOEHNE (1916, S. 19, 22) ausführt, sind hier schwache, jüngere, sandig-lehmige Überflutungen der verwitterten Schotter anzunehmen. Sie stören das Bild, aber sie sind gerade für unsere Frage zugleich von Wichtigkeit. Es zeigt sich ja, daß der Niederterrassen-Blutlehm dort, wo die fluviatile Decke über ihm liegt, eine überraschende Mächtigkeit besitzt. Sogar noch auf der Rauschinger Stufe äußert sich die rote Färbung in der mittleren Bodenzone. Es liegt der Schluß nahe,¹⁾ daß der Blutlehm durch jene sandige Überschwemmungsdecke der späteren

¹⁾ Man könnte zunächst auch an die Möglichkeit denken, daß die größere Blutlehm-Mächtigkeit hier wie in der Hochterrasse dadurch bedingt sei, daß der Schotter vorwiegend aus kristallinen, weniger aus Kalkgeröllen bestand. Doch kann der ev. Gesteinsunterschied nur gering sein; auch ergibt sich u. a. aus der Tatsache, daß die mediterranen Roterden die günstigsten Bildungsbedingungen gerade auf kalkreichem Untergrund finden, der Schluß, daß es sich hier nicht um eine endodynamomorphe Wirkung des Gesteins handelt.

Rückbildung bzw. Mächtigkeitsreduktion mehr oder weniger entzogen wurde, daß diese Überschwemmung frühzeitig einsetzte, was ja auch wahrscheinlicher ist, denn in späterer Zeit lag der Wasserspiegel schon wesentlich tiefer. Die Überdeckung kam also früh genug, um die ursprüngliche Blutlehm-Mächtigkeit ziemlich zu erhalten. Wir entnehmen, daß der heute nahe an der Oberkante der weiten, ebenen Niederterrassen-Schotterfelder gelegene Blutlehm früher mindestens doppelt so mächtig war.

Stufen	Boden bzw. Profil	Farbe	Mächtigkeit dm	Entsprechende	
				Mächtigkeit dm	auf der Rhein- terrasse
Niederndorfer . .	kalk. Sandboden, auch \checkmark	graubraun	2 (-4)	rund 1	I
Pürtener	L \checkmark	graubraun	2 (-4)	1-3	II
Pürtener	} L \checkmark } mit Blutlehm- L \checkmark } resten	graubraun	2	5	III
Wörther		bräunlich	4		
Ebinger			6	IIIa	
Rauschinger . . .	L \checkmark	graubraun	2	< 8	IV
	L \checkmark	rötlich gelb	3		
	L \checkmark G (Blutlehm)	rotbraun	3		
Ampfinger (Niederterrasse)	L \checkmark	graubraun	2	8	V
	\checkmark GL	gelblich	3		
	L \checkmark G (Blutlehm)	rotbraun	6		
Pietenberger (Hochterrasse)	G \checkmark L	graubraun	1,5	11,5	Hochterrasse
	L \checkmark G	rotbraun	5		
	L \checkmark G		5		

Zu einem ähnlichen Schluß kamen wir schon S. 191 bei der Beurteilung der rotbraunen, abschlämmbaren Teilchen in der braunen Lehmzone von Obermenzing. So erklärt sich die auch den Hochterrassen-Blutlehm am Inn fast erreichende Mächtigkeit leicht und es wird wahrscheinlich, daß auch jener ältere Blutlehm auf den weiten Flächen ohne Schutzdecke nicht mehr in seiner ursprünglichen Mächtigkeit vorliegt. Seine Löß-(Lehm-)Decke zeigt freilich oft, daß diese nicht sehr erheblich reduziert ist.

Der Kalkgehalt nimmt in den jüngsten Stufen immer mehr zu. In der Niederndorfer beträgt er noch ein Drittel, in den älteren ist er aus der obersten Schicht fast ganz verschwunden. — Umgekehrt verhält sich der Gehalt an abschlämmbaren Teilchen. Die zahlreichen Bestimmungen von H. NIKLAS (1916, S. 49) ergaben folgende Mittelwerte der mechanischen Analysen:

	% der Korngrößen mm		
	2-0,05	0,05-0,01	< 0,01
Durchschnitt der tief. Zonen der Innterrasse	56	21	23
Braune Verwitterungs-Zone der Niederterrasse	53	15	32
Desgleichen der Hochterrasse	46	13	41

Man erkennt deutlich die Zunahme der abschlämmbaren Teilchen mit dem Alter. Ein noch klareres Bild dürften freilich erst noch kleinere Fraktionen, etwa unter 0,001 mm, ergeben.

Die Zunahme der kolloiden Teilchen mit dem Verwitterungsalter geht auch aus der verschiedenen Bindigkeit dieser Stufenböden hervor. Ich gebe die Skala der Druckfestigkeitsbestimmungen von NIKLAS:

Sandiges Jungalluvium	2	kg
Niederndorfer Stufe	2,9	„
Pürtener Stufe	3,4	„
Ampfinger Stufe (Niederterrasse)	4,2—6	„
Ampfinger Stufe, Blutlehm	11—12	„
Hochterrasse (Gauting; oben)	14	„
Hochterrasse (Blutlehm, unten)	17	„

Aber nicht das Alter allein schaffte diese gesetzmäßigen Unterschiede, denn wir treffen, wie S. 172 erwähnt, auch noch auf den Innterrassen unseren Blutlehm, aber nur auf den höheren.

In einer Kiesgrube nördlich Würth fand sich noch eine 2 dm starke rotbraune Kieselehmschicht, die unregelmäßig trichterförmig nach unten eingreift, und auch die Ebinger Stufe enthält noch bis 1,5 dm Blutlehm, abgesehen von den Resten, welche sich von ihm in den tiefer greifenden Verwitterungstrichtern erhielten. Auf jüngeren Stufen ist kein Blutlehm mehr bekannt.

Obwohl die nähere Untersuchung dieser jüngsten Blutlehme noch aussteht, dürfen wir doch nach dem bereits Gesagten den Schluß ziehen, daß auch hier Hydratverwitterung vorliegt.

2. Im Oberelsaß.

Die Allgemeinheit der hier besprochenen, postglazialen Erscheinungen wird durch die bereits erwähnte Tatsache beleuchtet, daß auch in Oberelsaß ganz entsprechende Verhältnisse der Terrassen auftreten. Sie wurden hauptsächlich von P. MERIAN, VOLTZ, DAUBRÉE, SC. GRAS, KOEHLIN-SCHLUMBERGER, dann von L. SCHUMACHER, A. GUTZWILLER, B. FOERSTER, L. VAN WERVEKE studiert, doch schenkte man den Böden meist keine Aufmerksamkeit. Es ist bekannt, daß der Lößlehm und die rotbraune Rinde auf westlichen, höheren Schottern denen des älteren bayerischen Glazials entsprechen. Aber auch die Bodendecke auf der Terrassentreppe, die von da östlich zum Rhein herabführt, besitzt überraschende Ähnlichkeit mit der bei Ampfing.

In einer Arbeit, welche 1858 die Ansichten von SC. GRAS (1857) zurecht rückt, hat bereits KOEHLIN-SCHLUMBERGER — freilich auch nicht frei von Verwechslungen — eine Analyse des Hochterrassenlehms gegeben (S. 338). Auch untersuchte er den Boden der Niederterrasse („Gravier rhénan“) näher (S. 348 f.). Der rotbraune Sand darin (Blutlehm) ergab¹⁾ in Prozenten:

Blutlehm von Rixheim	23a	24b	26a
Feuchtigkeit + Glühverlust 8,1	9,67	18,7	12,13
Kieseliger Rückstand: 72,05	74,66	58,23	67,83
Kalk (CaCO ₃): 1,7	0,83 (CaO)	1,0 (CaO)	0,97 (CaO)
Al ₂ O ₃ : 2,6 } 14,95	8,8 } 15,47	15,1 } 24,5	8,03 } 19,76
Fe ₂ O ₃ : 12,35 }	6,67 }	9,4 }	11,73 }

¹⁾ Zum Vergleich sind entsprechende oberbayerische Blutlehme angeführt.

Auch hier sehen wir eine durchaus entsprechende Übereinstimmung der Zusammensetzung mit den bisher besprochenen Blutlehm. Eine Erklärung der roten Zone selbst gibt SCHLUMBERGER nicht.

Die Bodenmächtigkeiten auf den einzelnen Stufen, wie sie von FOERSTER 1898, S. 9, 10 verzeichnet wurden, habe ich schon in der Tabelle S. 195 aufgeführt.

Alle bisher beobachteten Erscheinungen zeigen, daß die Blutlehme auf den jüngeren, tieferen Rheinterrassen fehlen. Diese Flächen begannen erst von einer Zeit an zu verwittern, als die Ursache der Hydratbildung vorüber war. Je weiter man die Terrassentreppe hinabsteigt, desto jünger werden die Böden, welche sie überziehen, und die jüngste läßt noch kaum eine merkliche Verlehmung der Schotter erkennen: genau wie auf der Schiefen Ebene von München und wie am Inn!

Die Umbildung der Blutlehme.

a) Ihre ursprüngliche Beschaffenheit.

Wenn die Blutlehme Reste der mediterranen Roterden sind, können sie sich nicht unter der braunen Rinde, die sie heute überzieht, gebildet haben, sondern sie müssen früher als hydratische Böden rot bis an die Oberfläche gereicht haben. Die Umwandlung und Verfärbung ihrer hangendsten Zonen ist später eingetreten.

Wohl haben wir da und dort auf mediterraner Roterde auch heute braune Rinden und für den Laterit geht JOH. WALTHER (1915, 1916) so weit, ihm sogar jede Entwicklung in der Jetztzeit abzusprechen. Er betont, wie auch R. LANG, ganz besonders dessen Überdeckung mit graubraunen Böden. Aber alle stimmen darin überein, jene andersfarbigen Decken als sekundär anzusehen, bedingt durch den Wechsel des Klimas. Nur v. MOJISISOVIC (1880, S. 43) glaubte bei bosnischen Roterden annehmen zu sollen, daß darin die ungestörte Fortentwicklung der Roterdebildung Hand in Hand mit der Konzentration des Eisens in Geoden oder Linsen zu sehen sei. Diese Ansicht wird aber wohl mit Recht bestritten.

Daß der Hochterrassen-Blutlehm, wenn auch wohl in etwas sandiger Entwicklung, ehemals mindestens auf größere Strecken hin bis an die Oberfläche reichte, die jetzt braun ist, zeigt die Entdeckung KOEHNES (Bl. Ampfing, Erl. S. 15), daß die zum Teil lößartige Decke Materialzufuhr von größeren roten Flächen der Umgebung erhielt. Die „typischen Bodenprofile“ der Blätter Ampfing und Mühl-dorf zeigen unter 13, 14 bzw. 12 rotgelbe und rotbraune, sandig-lehmige Einlagerungen, die wohl nur von der rotverwitterten Oberfläche der Hochterrasse durch den Wind herbeigetragen wurden. Sie liegen zum Teil auf vermutlich Flugsand-artigen Gebilden. Auch auf Bl. Gauting (Erl. S. 34) treten vereinzelt dünne Lagen von rotem Lehm, etwas steinigem Verwitterungslehm, im gelben „Decklehm“ auf. Diese Bänke halten wir gleichfalls für (hier fluviatile) Einlagerungen in eine subaerische Bildung aus einer rotgefärbten Umgebung.

Ähnliche rotfärbende Wirkungen der betreffenden Gegend auf den Löß sind wohl in dem rötlichbräunlichen „älteren Löß“ der Mittelrheinischen Tiefebene anzunehmen. Auch primär dürfte sich übrigens die normale Verwitterungsrinde einer interglazialen Roterde — wenn überhaupt — aus wesentlich anderen Zonen aufbauen, als SOERGEL (1919, S. 25) annimmt. Außerdem beweist die Gleichartigkeit der Zusammensetzung des Löß (z. B. E. KRAUS 1915, S. 149!) die verschiedenartigsten Wechsel von Windrichtung und -Stärke, welche eine außerordentliche Vermischung des gesamten Staubes verursachten. Nie dürften wir daher eine solche Zonenfolge

an ihm erwarten, wie sie SOERGEL einem „interglazialen“ Löß zumuten möchte (l. c. S. 26). Dabei wäre ohne Zweifel auch viel Anstehendes ausgeblasen und mit dem (entkalkten!) Verwitterungsmaterial zusammen abgelagert worden.

Im großen weist aber wohl die allgemeine dunklere und rötlichere Färbung des älteren Löß auf eine gewisse Beteiligung von Roterdedecken bei seinem Aufbau hin. Wir sehen darin, daß diese Färbung dem jüngeren Löß fehlt, den Ausdruck dafür, daß die Roterdeverwitterung nur zu Interglazialzeiten große Flächen in der Umgebung erfaßt hatte, in der Postglazialzeit viel kleinere, südlicher gelegene, oder daß die benachbarten roten Kiesflächen weitgehender durch Vegetation bedeckt waren. Daß auch der Niederterrassenboden ursprünglich von unten bis oben rot entwickelt war, ging bereits aus den Beobachtungen S. 195 hervor.

Von den ursprünglich zum Teil doppelt so großen Mächtigkeiten war gleichfalls S. 195 die Rede.

Wir haben im Niederterrassen- und Hochterrassenboden einen degenerierten Roterdeboden vor uns.

b) Wie hat sich diese Umbildung vollzogen?

Die S. 191 besprochenen Analysenergebnisse ließen erkennen, daß die Ähnlichkeit des Blutlehms mit den mediterranen Roterden, welche besonders scharf in den abschlämmbaren Teilchen hervortritt, nach oben allmählich abnimmt und daß sie am längsten in den feinsten Teilchen der bereits gebräunten Zonen erhalten blieb. Es ist das merkwürdig, denn man muß doch annehmen, daß gerade feinste Teilchen am leichtesten chemischen Umsetzungen unterliegen und gerade sie sind ja die bevorzugten Träger der für einen Verwitterungstypus bezeichnenden Zustände des Bodens. Wir können wohl allgemein ableiten, daß die zum überwiegenden Teil von der Hydrat-Verwitterung gebildeten kleinsten Korngrößen nur sehr allmählich und durchaus nicht gleichmäßig in ihrer ganzen Menge der Umbildung unter geändertem Klima unterliegen. Wir stellen eine sehr bedeutende Hartnäckigkeit gerade der feinsten Bestandteile fest und auch nach dem Farbübergang von rot zu braun ist noch lange nicht der Übergang von hydratischer zu toniger (silikatischer) Beschaffenheit abgeschlossen. Es scheint, als ob die tonigen Bestandteile des umgewandelten Bodens zum Teil erst nachträglich, schon unter den Bedingungen der Braunerdebildung aus neu verwitternden Mineralien gebildet würden.

Eine genetische Übergangsreihe hielten wir bereits S. 192 auf Grund der Analysen und der Färbungen für naheliegend. Es lassen sich allgemein etwa folgende Stadien auseinanderhalten:

1. Entfärbung des Blutlehms durch Wasserzunahme der Eisenverbindung (s. S. 188).
2. Abnahme des Eisengehalts unter die Hälfte (s. S. 192).
3. Umbildung des Aluminiumhydrats in Ton; relative Zunahme der SiO_2 .¹⁾

Während der ganzen Dauer der Umlagerung gehen in dem noch unzersetzten Material die Vorgänge der Braunerdebildung weiter, speziell die Bildung von „Ton“ und braunem Eisenhydrat.

Meist liegt die verfärbte Zone über dem Blutlehm. Es wurde aber bereits betont, daß sie auch unter dem heutigen roten Rest liegen kann. Wir können

¹⁾ Vgl. das Schema von A. LUTZ 1914 S. 86. Die Rückbildung von Stufe II nach Stufe I wiegt hier vor!

auch an diesem Umstand ersehen, daß nicht etwa die Roterde noch heute an ihrer Basis in Fortentwicklung nach abwärts zu begriffen ist, sondern daß sie ein Rest ist, der allmählich aufgezehrt wird. Ähnlich argumentiert R. LANG für den von Braunerde überlagerten Laterit.

Weiter sind hier die Einzelbeobachtungen von W. KOEHNE anzuführen, welche die Neuentwicklung der podsoligen Zonen aus den einst rotgefärbten Böden erkennen lassen. Vergleiche die schöne Farbtafel in den Erläuterungen zu Blatt Ampfing S. 94! So konnte beobachtet werden, wie sich z. B. örtlich unter besonderen Rohhumus-Wirkungen eines Waldbodens ein junger Podsol noch in dem alten, schon vorher gebräunten A-Horizont entwickelte, so daß also heute ein Ortsteinband mit Bleichzone über dem Blutlehmrest der mediterranen Roterde in deren gebräunter Zone liegt: Drei verschiedene Klimata können damit aus dem gleichen Boden abgeleitet werden:

ein ältestes, das Roterde gebildet hatte,

ein zweites, welches diese etwa zur oberen Hälfte in Braunerde überführte,

ein drittes, das in die Braunerde scharfe Podsolhorizonte einprägte.

Der Einfluß des Grundwassers auf die Umbildung erscheint bedeutend. Nach W. KOEHNE fehlt, wie S. 170 gesagt, dem moornahen Typus der Blutlehm bereits gänzlich. Wenn wir die wahrscheinliche Annahme machen, daß der Grundwasserstand zur Zeit der Roterdebildung wesentlich tiefer in der Niederterrasse war als heute, so darf man vermuten, daß wohl fast die ganze Schiefe Ebene von München einst von Roterde bedeckt gewesen ist. Als später das Grundwasser stieg, lagerte es die Hydrate rascher um als das den Atmosphärien allein möglich war und besonders beschleunigt wurde die Umsetzung durch die Entwicklung der Grundwassermoores, wie sie z. B. im Dachauer und Erdinger Moos vorliegen.

Die Umbildung kann aber auch von den Atmosphärien allein schon heute beendet sein, wenigstens so weit nur die Umfärbung in braun berücksichtigt wird. Das ergibt sich wohl aus drei der S. 170 von Blatt Baierbrunn angeführten Profile. Hier wurde von dem Aufnehmenden eine tiefere Zone wegen ihrer Zähigkeit von einer höheren wohl unterschieden; sie dürfte noch reichlich Hydraterde enthalten.

Auf der jedenfalls der Terrasse V angehörenden obersten Fläche am Bahnhof Weil-Leopoldshöhe (bei Basel) beobachtete ich in der Kiesgrube an der Terrassenkante und in dem an der Straße halbwegs nach Weil gelegenen Aufschluß die auffallend geringe Bodenmächtigkeit von nur 20 cm eines braunen GL, der anscheinend bereits ganz entfärbt und vielleicht fluviatil schon beträchtlich reduziert worden ist.

Bemerkenswert erscheint, daß die abwärts rückende Grenze zwischen dem Blutlehm und seiner Entfärbungsdecke meist sehr vollkommen parallel mit der Geländeoberfläche läuft und nicht so zapfenförmig nach abwärts greift wie die Unterkante des Blutlehms. Die Zapfen scheinen für die Unterkante von Infiltrationszonen bezeichnend.

Die Frage, ob mehr lang andauernde Waldbedeckung oder mehr Wiesenbestand und Kultur den Blutlehm verwischt, möchte ich offen lassen. Die Bodenprofile von Baierbrunn zeigten die Entfärbung meist unter Ackerboden, andererseits ist bekannt, daß die Waldecke bald zu einer stärkeren Durchwaschung (Podsolierung) des Bodens führt. Vielleicht entstehen aber diese Podsolzonen nur rasch, um dann sehr langsam abwärts vorzurücken.¹⁾

¹⁾ Dies scheint auch ein Ergebnis der wertvollen TAMM'schen Arbeit (1920) über jüngere Böden Nordschwedens zu sein.

Als „Rendzina“ oder Humuskalkböden (STREMME) wollen wir unsere Böden nicht bezeichnen, denn wir finden keine besondere Anreicherung von Humus in ihnen und halten sie für uneinheitlich, zum Teil für disharmonisch (s. S. 203). Nur der hangende „Horizont“ der Umbildung würde einer Rendzina zukommen, dieser ist aber harmonisch, ein Podsol oder Braunerde! Vergleiche die entsprechenden Ausführungen R. LANGS 1915 S. 259. Das Umbildungsstadium der Roterde in Braunerde, Fleinserde (s. S. 201) oder Podsol, noch einen das Blutlehm aufweist, wird man aber mit jenem wenig scharf definierten Namen nicht belegen wollen. Wenn, wie H. STREMME 1914 S. 499 mitteilt, auf Kalk in Rumänien ein Podsolhorizont über terra rosa liegt, oder wenn die beackerte Roterde dalmatinischer Dolinen eine bräunliche Humuskrume zeigt, so ersehen wir daraus nichts als die weite Verbreitung unseres Umbildungsstadiums (vgl. die ähnliche Ansicht Graf LEININGENS 1917 S. 179/180). Wir schließen nicht, daß es sich beim Blutlehm etwa um die Fortentwicklung eines illuvialen Horizonts unter einem humiden Waldboden handelt (STREMME 1914). Freilich möchten wir nicht so weit gehen, mit R. LANG 1915 S. 259 zwischen den Roterden und Humuskalkböden jede innere Beziehung zu leugnen. Wir sehen in der weiten Verbreitung des tieferen Blutlehms unter Humuskalkböden (Fleinserde S. 201) den gesetzmäßigen Ausdruck dafür, daß es eben die Kalkböden sind, auf denen sich eine Klimaverschlechterung in unseren klimatischen Grenzgebieten auf solche Art äußern mußte.

Die Momente der Umbildung konnten hier nur skizziert werden, denn viele Geländearbeit und spezielle Analysen sind nötig, um hier Klarheit zu verbreiten. Wir begnügen uns mit der Tatsache, daß der Blutlehm einst mindestens in der Mächtigkeit des heutigen Gesamtbodens entwickelt war, um jetzt unter dem braunfärbenden Klima mehr und mehr zurückzugehen. Die mobilisierende Wirkung des Humus konnte aber meist noch nicht in die ganze rot gefärbte Tiefe vordringen. Auch dort, wo er heute rotbraun ist, erweist er sich schon nicht mehr als frisch. Nur seine feinsten Teilchen entsprechen noch durchaus den typischen Roterden. Das schon lange Zeit vorherrschende Braunerdeklima (s. S. 66) hat auch die Restzone heute bereits stark angegriffen.

Die Unterschiede in der Stärke der Hydratisierung zwischen Niederterrassen- und Hochterrassen-Blutlehm dürften nur zum Teil ursprüngliche sein. Die nachträgliche Umbildung hat wahrscheinlich diese Verschiedenheit deshalb vergrößert, weil sie in dem gering mächtigen Niederterrassenboden schon weiter hat fortschreiten können. — So vermag eine lange Dauer gleichartigen Klimas einen extremen Charakter desselben vortäuschen.

Blutlehm auf anderem Kalkgestein in Süddeutschland.

Wenn unser Blutlehm der mediterranen Roterde entspricht, so muß sich auch noch auf anderen, besonders kalkreichen Flächen Süddeutschlands gleichzeitig mit ihm Roterde gebildet haben. Nur kurz können wir uns mit ihnen beschäftigen, denn es läßt sich bis jetzt nicht sicherstellen, daß die hier in Betracht kommenden Reste wenigstens teilweise postglazialer Entstehung sind.

Im Löß fehlt wohl überall postglaziale Roterde und die meisten roten Rinden auf Löß oder Geschiebemergel, wie etwa der ältere Lößlehm oder in Holland der rote Geschiebelehm VAN BARENS, dürften interglazial sein. Die genannten Gesteine haben durchschnittlich nur 7—20% Kalk.

Außer an geschützten Stellen des nördlichsten, niedrigsten Kalkalpensaumes haben wir aber unter den sehr weit verbreiteten terra rossa-Bildungen in den Senken und Klüften des Jura auch postglaziale Reste zu erwarten. Hier, im Bereich des Jurakalks und -Dolomits, wurde sogar in größeren Flächen noch Roterde gefunden. J. HÖFLE 1918 hat bei näherer Untersuchung der hier verbreiteten Fleinsböden eine „rote Lettenzone“ verfolgt, welche den Karstroterden durch Anreicherung der salzsäurelöslichen Sesquioxide (13,57 bzw. 12,01, 10,44 bzw. 10,0%), geringe Karbonatmengen, bedeutenden Wassergehalt (8,28 bzw. 8,42, 4,3 bzw. 4,6%), Humusarmut und Kolloidreichtum gleicht. Letzterer deutet sich auch durch die zähe und klebrige Beschaffenheit des „Lettens“ an. Ganz ähnliche, bereits gebräunte Hydraterde, wie auf der Niederterrasse von Obermenzing, hat er näher untersucht (Tab. III, II, 2., Tab. IV, 4.) und sogar noch in dem humusreichen Fleinsboden darüber konnte er eine schwache lateritische Verwitterung erkennen. Nicht ganz klar scheint HÖFLE die Entstehung der alten Rinde gewesen zu sein, wenn er sagt (S. 30): „Auf der Albhochfläche durchdringen die Niederschläge den Sand bis zur Lettenunterlage und beladen sich dort mit Eisen- und Tonerdekolloiden. Wo keine aufragenden Felsen den Abfluß verhindern, ergießen sie sich über die Steilhänge; aus den feuchten Tonlagen gelangen sie in die trockenen Gebiete der Fleinserde und werden durch den Dolomit ausgeflockt.“¹⁾ Meines Erachtens liegen in den beschriebenen Böden zwei scharf voneinander zu trennende Typen vor:

1. Die Roterdeunterlage, die sich vor oder während der Sandzufuhr auf dem Karbonatgestein unter mediterranem Klima entwickelt hat. Sie entspricht unserem Blutlehm und ist eine Restzone so wie er.
2. Die Umwandlungszone darüber, welche im wesentlichen den heutigen klimatischen Bedingungen ihre Eigenart verdankt:
 - a) Rendzina, der typische Humuskalkboden, u. a. dort, wo sich an den Hängen von höher aufragenden Felsen Karbonat-Schutt über die alte Roterde legte,
 - b) Podsoliger Boden dort, wo auf den Plateaus die Quarz-Sand-Zufuhr weiterging. Unter dem Rohhumus und dem weißen Bleicherdehorizont liegt ja hier bezeichnenderweise der gelbe Sand, der als Andeutung des Ortstein-Horizonts durch seinen Übergang in die hangendste Umbildungszone des Blutlehms nicht gut zu erkennen war.

Diese Zusammenhänge führen uns hinüber zu einer anderen wichtigen Arbeit von M. BRÄUHÄUSER 1916 über die Bohnerzbildung im Muschelkalk am oberen Neckar. Diese an Literaturangaben reiche Schrift setzt die genannten Bildungen, die ja auch im Schweizer Jura weite Verbreitung besitzen, mit analogen Bohnerzen und Roterden bei Kandern und auf der Hochalb des Jura in Beziehung. Klar spricht sich hier der Gegensatz aus zwischen einer alten Roterdeunterlage und einer Bodenzone der Umbildung darüber. Vielleicht wird dem Alter an sich bei der Bodenerklärung eine zu große, dem früher abweichenden Klima eine zu geringe Bedeutung beigelegt.

Das Alter der Hydratverwitterung wird, wie üblich, für tertiär bzw. interglazial angesehen. Was aber hier wenigstens für einen Teil der Böden besondere Beziehungen zu den Juraböden von Kipfenberg (HÖFLE) und wahrscheinlich zu der

¹⁾ Auch E. RAMANN teilt nach dem Schlußsatz seines Vorwortes nicht HÖFLES Ansichten in diesem Punkt.

heutigen braunen bzw. podsoligen Umbildungsrinde auf dem Blutlehm der Niederterrasse eröffnet, ist die Tatsache, daß auch BRÄUHÄUSER anscheinend die Rendzina, den Fleinsboden, S. 228, beschreibt. Es dürften die „missigen Flächen“ sein. Vielleicht kommen hier daneben noch auf leichteren Böden podsolige Zonen in Betracht.

Jedenfalls dürfen wir im Zusammenhalt mit den Beobachtungen über den Blutlehm auf der Niederterrasse und über seine umgewandelte Decke sagen, daß sich die Roterde wegen der Ähnlichkeit des Klimaablaufes in der weiteren Umgebung der Donau wahrscheinlich auch auf den Kalkhöhen des Jura- und Muschelkalk-Schichtstufenlandes noch recht beträchtlich in postglazialer Zeit hat entwickeln können. Die Umbildung in der heutigen Rinde stammt wesentlich aus spätdiluvialer und alluvialer Zeit.

Bodenkundliche Folgerungen.

Es sei mir erlaubt, noch kurz bei allgemeineren Gesichtspunkten zu verweilen, die sich angesichts der hier so deutlich in die Erscheinung tretenden Übereinanderlagerung verschiedenster Bodentypen eröffnen.

Mit bemerkenswerter Härtnäckigkeit werden die einmal erworbenen Eigenschaften der Hydraterde festgehalten, so daß die, wie ich noch auszuführen haben werde, jeweils den Roterdezeiten folgenden feuchteren und kälteren Bedingungen immer den vorhergebildeten Blutlehm übrig lassen mußten. Nur die oberste Zone schien immer dem stärkeren Wechsel unterworfen; es wäre aber falsch, wenn man aus der erfolgten Umfärbung schließen wollte, daß nur die heute noch rote Zone Äußerungen des früheren Klimas bewahrt hätte. Gänzliche Umbildung dürfte zu meist nur bei der obersten, jetzt braunen und graulichen Wechselzone eingetreten sein.

Man darf wohl annehmen, daß der Erfolg, den das heutige, umbildende Klima bereits erzielt hat, nicht sein eigenster Erfolg ist, sondern daß dieser durch die vorbereitenden Wirkungen von schon vorausgegangenen „Braunerdezeiten“ mehr oder weniger ermöglicht wurde. Demnach haben wir im allgemeinen die Wirkungen der — wie das Folgende ersehen läßt — drei längsten und wirkungsvollsten Klimata in den tiefsten Lagen der heutigen Böden zu suchen, die Äußerungen kürzerer Wechselperioden und die der Jetztzeit aber vorwiegend in den obersten.

Ist dem Boden schon durch die täglichen und jahreszeitlichen Schwankungen seiner Bildungsfaktoren der Charakter eines Wechselprodukts gegeben, so gilt das besonders auch hinsichtlich der vielfachen Schwankungen der Klimaperioden (s. S. 213). Es will scheinen, als ob an diese Dinge in der speziellen Bodenkunde noch zu wenig gedacht worden sei. Es wurde zu viel allein mit den heutigen Bedingungen, mit dem heutigen Sättigungsdefizit u. a. operiert und es wurden zu wenig die geologischen Momente im Auge behalten. Wohl sprachen in neuerer Zeit führende Bodenkundler wie RAMANN (1918 S. 86), Graf LEININGEN (1917 S. 52), E. BLANCK dem erdgeschichtlichen Faktor große Bedeutung zu¹⁾ und auch von Seite verschiedener Geologen (H. STREMMER 1914 S. 26, 27; H. L. F. MEYER-HARASSOWITZ, JOH. WALTHER, R. LANG) wurde diesem Punkt näheres Augenmerk geschenkt. Aber die Kenntnis vom „fossilen“ Boden steht noch ganz in den Anfängen. Jenen müssen vergleichend-

¹⁾ Vgl. das sehr interessante Kapitel über begrabene und — von diesen wohl unterschieden — alte Böden S. 218—235 in K. GLINKAS „Typen der Bodenbildung“ 1914. Darin führt dieser S. 223 den gleichen Gedanken aus (Roterden von Tschakwa bei Batum, vom Amur-Gebiet und von Bikszád in Ungarn, die jetzt podsoliert werden!).

geologische Studien über das Vorzeitklima den Weg bereiten. Andererseits müssen die jungen harmonischen Böden, welche auf verschiedenen alten Flächen gelegen, nach ihrem Alter gut beurteilt werden können, in so eingehender Weise studiert werden, wie dies unlängst O. TAMM mit den nordschwedischen Podsolen tat.

Ganz ähnlich wie mit der Bodenkunde verhält es sich ja mit der Morphologie, der Lehre der meist von Böden überzogenen Formen, wo erst in letzter Zeit, besonders von S. PASSARGE, auf die Bedeutung der Disharmonie hingewiesen wurde (E. KRAUS 1921 I).

Ohne Zweifel werden sich zahlreiche, heute in der Klimazonenlehre als auffallende Widersprüche erscheinende Bodentypen unschwer unter weitgehender Berücksichtigung des vergangenen Klimas lösen lassen (vgl. v. HOHENSTEIN 1920). Viel ausgedehnter als man wohl vermutete, sind ja die alten und sehr alten Oberflächen überall dort, wo die tertiären und diluvialen Wasserflächen und Flußläufe, wo die glazialen Eismassen, der Löß und Dünensand nicht hingereicht haben. Teils durch die Anreicherung von Aufbereitungs-Rückständen großer Flächen, wie sie die „Restschotter“ (E. KRAUS 1915) darstellen oder durch die unter der Wirkung diluvialen Eisbodens entstandenen Bewegungsbilder, teils durch die schwachen Überzüge der „Restdecken“ (E. KRAUS 1921 I) oder durch eine Verwitterungsrinde, in der sehr verschiedene Klimata sich ausprägen, erkennen wir die Flächen, welche alt wurden. In unseren Breiten sind das vornehmlich die weiten, ebenen Landoberflächen und ganz besonders die Hochplateaus, welche die ältesten Stücke der heutigen Erdoberfläche darstellen.

Um nun eindeutige Worte zu haben, verwendete ich folgende Bezeichnungen, die noch fixiert werden müssen: In Anlehnung an Passarge unterscheiden wir Böden, die nur dem heute an ihrem Ort herrschenden Klimatypus ihre Entstehung verdanken, als „harmonische“ von „disharmonischen“ Böden, deren vorwiegende Merkmale auf ein vergangenes Klima hinweisen.

Bei den disharmonischen erkannten wir zweierlei Lagen: eine tiefere, die „Restzone“, zeigte noch vorwiegend die Merkmale des vorausgegangenen Bodentypus oder mehrerer) und eine obere, die „Umwandlungszone“, welche heute bereits das Kleid des jetzt herrschenden Klimas angelegt hat. Allgemein wird man diese Zonen nach ihrem geschichtlichen Verhalten wohl mit Vorteil als „Dauerzone“ und „Wechselzone“ voneinander scheiden.

Zu den disharmonischen Verwitterungsrinden gehören, wie es scheint, viele, wenn nicht die meisten Böden der heutigen Oberfläche, soweit sie auf Gesteinen gebildet sind, welche vor der letzten pedologisch wichtigen Klimaschwankung (im 4. Stadium, s. S. 210) begonnen haben zu verwittern. Wir nennen als Typen unsere süddeutschen Schotterböden bis einschließlich zur Stufe des 3. Interstadiums (s. S. 210) herab, die Fleinsböden und die meisten anderen Böden der Kalkgebiete, soweit sie z. B. reichlich Bohnerze führen, oder die rheinhessischen und die meisten ostdeutschen Schwarzerdeböden. Bei ihnen stellt der Blutlehm bzw. die tiefere humus- und salzreiche Zone die Restzone (Dauerzone), die heutige Braunerde bzw. Rendzina darauf die Wechselzone dar.

Auch die „fossilen“ Böden, unter denen ich nur die wirklich einmal durch Eindeckung der Oberflächenwirkung mehr oder weniger entzogenen alten Verwitterungsrinden verstehen möchte, und die wiederausgegrabenen Böden zeigen öfter jene Gliederung in Dauer- und Wechselzone, obwohl häufig letztere bei der Eindeckung in wechselndem Umfang der Zerstörung anheim fiel.

Die Möglichkeiten der durch den Klimawechsel bedingten Bodenprägungen sind Sonderuntersuchungen zu überlassen, die hier ein sehr erweitertes Feld der Tätigkeit vorfinden.

Zusammenfassung.

Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse charakterisiert sich als deutlicher Rest einer Roterde in situ durch folgende Eigenschaften:

1. Die durch das Klima rotgefärbten Blutlehme, deren Farbe wie bei den Roterden um so röter ist, je mehr Sesquioxid, speziell Eisen, sie enthalten, weisen hinreichend in verdünnter HCl lösliches Eisen und Aluminium auf.
2. Die Kieselsäure nimmt gegenüber den ursprünglichen oder nachträglich zu Braunerde verwandelten Böden ab.
3. Die Widerstandsfähigkeit der roten Farbe gegen kochende, verdünnte Salzsäure ist gering.
4. Der Glühverlust ist wenigstens teilweise höher als bei den zugehörigen braunen Erden.
5. Der Kalkgehalt ist durchweg gering.
6. Die Bodenoberfläche ist ungewöhnlich groß nach den Zahlen der Hygroskopizität, der Druckfestigkeit, wie nach der Zähigkeit des feuchten Bodens.
7. Die Eigenart der Roterden liegt wesentlich in der Beschaffenheit der feinsten Teilchen der Blutlehme begründet.

Der Hochterrassenblutlehm, der wie der Gesamtboden etwa doppelt so mächtig ist als der auf der Niederterrasse, erscheint als Rest mit noch etwas deutlicherem, bei weitem aber nicht etwa doppelt so ausgeprägtem Roterdecharakter. Er schließt sich sehr eng an den Blutlehm der Niederterrasse an.

Die in die Niederterrassenschotter eingeschnittenen jüngeren Stufen zeigen am Inn und Rhein die allmähliche Umbildung der älteren Böden in einzelne Stadien aufgelöst. Nur die oberen Stufen tragen noch Blutlehm.

Wir haben es mit einer ausgesprochenen Hydratverwitterung auch auf den drei tieferen Stufen zu tun, deren Rinde in der oberen Hälfte nachträglich in Braunerde, örtlich sogar in Podsol umgewandelt wurde.

Die Wirkungen der Roterdebildung erkennen wir auch in den nördlicher gelegenen Kalkgebieten des Jura und des Muschelkalks wieder, wo sich die Fleinserde, eine ausgesprochene Rendzina, nachträglich auf kalkreichem Boden, wo sich podsolige Zonen dagegen auf kalkfreiem Sand eingestellt haben.

Die bohnerzföhrnden Lehme sind gleichfalls Reste der früheren Hydratverwitterung, doch können wir im Schichtstufenland die Entwicklungszeiten der einzelnen Bodentypen noch nicht näher datieren.

Die Begründungen mußten etwas weit ausgesponnen werden, denn auch die Folgerungen aus diesen Tatsachen sind recht weitgehend, wie wir nun sehen werden.

Folgerungen für das Klima der Vorzeit.

I. Das postglaziale Klimaoptimum.

a) Schlüsse aus dem Blutlehm.

Die bisherigen Erörterungen führten uns alle zu dem Schluß, daß der Blutlehm Rest einer alten Roterde ist. Wir wollen nun dazu übergehen, die Folgerungen daraus für das Klima zu ziehen.

Roterde bildet sich nach R. LANG unter optimalen Bedingungen bei (12?—) 14—20° mittlerer Jahrestemperatur und bis zu 1800 mm jährlicher Niederschlagsmenge. Die Länder am Mittelmeer, in denen sich die mediterrane Roterde auf Kalk noch heute wenig oder nicht verändert ausbreitet, deren Klima also zum mindesten nahe dem Bildungsklima derselben steht (vgl. Graf LEININGEN 1911, S. 29), empfangen etwa 800—1700 mm Niederschläge, die sehr verschieden auf die einzelnen Jahreszeiten verteilt sind und meist rasch ablaufen können. Diese Gebiete liegen zwischen den Jahresisothermen von 15 und 20° und besitzen milde Winter, zum Teil starke, austrocknende Winde (Bora) und vor allen Dingen hohe Bodentemperaturen im Sommer. Während der warmen Zeit erhält der Boden wenig Niederschläge und trocknet sehr stark aus.

Das sind die klimatischen Bedingungen, welche wir auch für die Zeiten der Blutlehm bildung fordern müssen. Abgesehen vielleicht von der noch etwas trockeneren Mittelrheintalebene werden die Niederschlagsmengen heute fast überall im Gebiet des süddeutschen Blutlehms erreicht, aber nicht die Temperaturen. Am günstigsten liegen sie noch zwischen Basel und Mülhausen i. E. (8—10°); am Inn haben wir 7—8°, weiter westlich 6—7°. Die Verteilung der Niederschläge ist gleichmäßiger als jenseits der Alpen. Diese beiden Punkte sind es also hauptsächlich, welche früher anders waren: die mittleren Temperaturen müssen rund 4—8° höher gelegen haben, die Niederschläge müssen anders, ungleichmäßiger verteilt gewesen sein. Der warme Föhn dürfte gleichzeitig wesentlich mehr zu raschem Austrocknen geführt haben.

Diese für die letzte Interglazialzeit bereits mehr oder weniger berücksichtigten Verhältnisse haben wir nun in etwas abgeschwächter Form auch für die Postglazialzeit anzunehmen; nicht in stark abgeschwächter Form. Das zeigte uns die Mächtigkeit des Blutlehms unter der schützenden Rinde bei Ampfing; die Überlegung, daß spätere Umbildung in der dünneren Bodendecke die typischen Roterdeigenschaften jedenfalls schon stärker verwischt hat, das zeigt vor allem auch der Umstand, daß keine sehr merkliche Abhängigkeit etwa vom Kalkgehalt des Untergrundes besteht. Im Gegenteil erschien der Blutlehm auch auf kalkärmerem Schotter recht mächtig und sogar auf Geschiebemergel und Moränenkies kommt er in typischer Entwicklung vor. Dafür spricht schließlich der Umstand, daß jene Roterdeflächen, die mindestens 400 km ostwestlich entfernt voneinander im N. der Alpen liegen, gleich ausgebildet sind. Wir betonen dies gegenüber zum Teil abweichenden Ansichten (E. BLANCK 1913, S. 652, 682, 1914, S. 147; W. KOEHNE 1914, S. 12), welche nur die Interglazialzeiten, bzw. vor allem der letzten, ein typisches Roterdeklima zubilligen wollen. Der Unterschied gegenüber den zur Zeit der Hochterrassenverwitterung gebildeten Roterden liegt weniger in der typischen Entwicklung derselben als Roterde, obwohl auch sie fast durchweg zu erkennen ist. Sie liegt mehr in der wohl doppelt so langen Dauer der interglazialen Hydratverwitterung, welche eine annähernd doppelte Bodenmächtigkeit schuf.

Es geht immerhin u. a. aus der Roterde auch auf norddeutschem, älterem Glazial und zwar auch auf kalkärmerem Gestein hervor, daß in den Zwischen eiszeiten, vornehmlich in den beiden ersten, die Verschiebung des mediterranen Klimas gegen Norden stark ausgeprägt war, stärker als im Postglazial. Daher finden wir auch eine bedeutende Roterdeentwicklung auf den alten Glazialschottern im Norden der Alpen (bis rund 10 m Zersetzung nach PENCK-BRÜCKNER 1909, S. 767, 787, 871, 1161) und daher die entsprechend der südlicheren Lage

noch stärkere terra rossa [feretto bis 80 m!¹⁾]-Bildung an deren Südrand. Die Alpen scheinen damals verhältnismäßig wenig Einfluß auf das Klima besessen zu haben.

In den Zwischeneiszeiten ist die Zone der „subtropischen Roterden“ (E. RAMANN 1918, S. 97), in der Postglazialzeit hauptsächlich nur noch die Zone der an Kalk gebundenen Karstrotterden (l. c. S. 85) nach Norden bis über die Alpen vorgedrungen.²⁾ Einen kürzeren, aber sehr scharf ausgeprägten Vorstoß mediterranen Klimas, der nördlich der Alpen, aber nur in Süddeutschland, der Hauptsache nach die kalkreichsten Gesteine in Roterde zu verwandeln vermochte, leiten wir für die Postglazialzeit ab.

Damit erklärt sich, daß Roterde nicht nur in nachglazialen Lößgebieten Norddeutschlands fehlt (nach F. WAHNSCHAFFER in der Magdeburger Börde; vgl. die Zusammenstellung bei E. BLANCK 1913, S. 630f.), sondern auch in jenen Lehmzonen des Mittelrheingebiets, die gleichzeitig und benachbart der Roterdebildung auf den kalkreichen Rheinschottern verlehmt.

b) Andere Anzeichen für das postglaziale Klimaoptimum.

Wenn wir uns nach weiteren Anzeichen für ein postglaziales Klimaoptimum umsehen, so finden wir Hinweise einerseits für trockeneres, kontinentaleres Klima mit Steppen- und Windwirkungen (vgl. E. KRAUS 1921 II, Lit.), andererseits auch für feuchtwarmes, ozeanisches Klima: Es sind in Norddeutschland und in der Rheinischen Tiefebene weithin Dünen bekannt, windgeschliffene Geschiebe, Dreikanter. Die rheinhessische Schwarzerde ist als Relikt eines trockenen, kontinentalen Steppenklimas aufzufassen, das nach der Bildung des Löß an der Wende vom Diluvium zum Alluvium geherrscht hat (V. HOHENSTEIN 1920 I, S. 96). Ähnlich ist die ostdeutsche Schwarzerde nach dem gleichen Autor (1920 II) kein Produkt des heutigen Klimas, sondern ein Relikt aus extremerem, trocken-kontinentalem Klima von steppenartigem Charakter in der gleichen Zeit entstanden. Sie hat sich unter geringen Niederschlägen bis jetzt auf den verschiedenen Inseln Ostdeutschlands

¹⁾ Angesichts der Verwitterung unter zwei oder mehr verschiedenen klimatischen Bedingungen ist es eine heikle Sache aus der abweichenden Bodenmächtigkeit auf die entsprechende Zeitdauer etwa der Zwischeneiszeiten zu schließen. Es könnte wohl sein, daß z. B. südlich der Alpen die längere, einseitige Hydratverwitterung rascher in die Tiefe wirkte als die Roterde- und Braunerde-Verwitterung im Norden, zumal letztere erst vieles umzulagern hatte.

²⁾ Es sei hier, weil es heuristisch von Bedeutung scheint, eingefügt, daß natürlich auch für die Wanderungen der Klimazonen auf dem festen Land die Korrelation der Fazies (J. WALTHER) gilt. Das gesetzmäßige Nebeneinander der Klimazonen muß sich, wenn das Klima wandert, in einer gesetzmäßigen Aufeinanderfolge im Profil durch die entsprechenden Absätze oder Bodenbildungen am gleichen Orte ausdrücken. Wir finden aber, daß in vermeintlich ziemlich vollständigen Profilen in dieser Richtung sehr bedeutende Lücken sind. Die nähere Diskussion dieser Lücken dürfte auf die Schnelligkeit der Wanderung ein ähnliches Licht werfen, wie die Frage nach der Bildung des Löß im trockenen Gebiet kalter oder heißer Steppen (die Stellung dieses Gesteins besonders zur Roterde ist ja sehr auffällig). Es scheint aus den mir bekannt gewordenen Lücken allgemein hervorzugehen, daß eine gewisse Beharrlichkeit der gesteinsbildenden Vorgänge jeweils die durch den Klimawechsel verursachten Übergangsgebilde stark unterdrückt hätte. Die Bewegungen von Eis und Gestein hinken als passiv bedeutend hinter den sie aktiv bedingenden klimatischen Änderungen nach. Wie weit daneben aber ein verhältnismäßig langer Bestand der einmal erreichten extremen (heißen oder kalten) Klimabedingungen seine Rolle spielt, sei dahingestellt. W. SOERGEL (1919), der ein trotz der widersprechenden, heutigen Verbreitung der Klimazonen (Steppengebiet im Süden der Waldregion!) entscheidendes Material für den früh- und hochglazialen Charakter des Löß beigebracht hat, deutet (l. c. S. 73f., S. 76) in seiner zur Klärung der Meinungen wichtigen Arbeit eine ähnliche Abstumpfung, zum Teil Ungleichseitigkeit der Klimakurve an.

erhalten. Der Rhonetal-Löß zieht sich bis Naters auf ein Gebiet empor, das noch zur Daunzeit vereist war. Er deutet nach J. FRÜH 1899 auf eine trocken-warme Periode in der Postdaunzeit hin. Paläolithische Funde im jüngsten Löß Niederösterreichs, welche der Madeleine-Stufe sehr nahe stehen, zeigten, daß sich dieser hier in beträchtlichem Umfang noch im Postglazial gebildet hat, und es liegen zahlreiche Gründe für die Annahme vor, der Löß sei auch in Mähren, Ungarn, Norddeutschland, Galizien, Rußland wenigstens teilweise sehr jugendlichen Alters (A. PENCK 1905). Groß- und Kleinformen an den Felsbildungen des Hauptbuntsandsteins im Pfälzer Wald und in den nördlichen Vogesen, am Quadersandstein der Sächsischen Schweiz, der Heuscheuer und des Bereichs von Adelsbach-Weckelsdorf sprechen gleichfalls für derartige Verhältnisse (E. KRAUS 1921, II). Je nach dem Untergrund und wohl auch den örtlichen Feuchtigkeits- und Wärmeverhältnissen äußerte sich das abweichende Klima verschieden: In lockeren Sandgebieten durch Flugsanddünen, Windschliff, Windkanter einer Sandsteppe; auf Löß bzw. wohl auch auf etwas schwereren Böden durch Schwarzerdebildung; an den durchlässigen Sandsteinfelsen durch Herausbildung arider Groß- und Kleinformen. Und in den Mooren drückt sich schließlich nach C. A. WEBER ein trockeneres Klima in dem sogen. Grenzhorizont, in der Unterbrechung der Sphagnum-Torfbildungen in weiten Teilen Europas aus. H. A. WEBER stellte ihn 1918 (S. 231) in das „subboreale Zeitalter“ des skandinavischen Klimasystems von Blytt-Sernander, in die norddeutsche Bronzezeit und die Zeit des ausklingenden Salzmaximums des Litorina-meeres an der Küste von Holstein.

Diese Anzeichen sprechen für trockeneres Klima, als in der Gegenwart. Für wärmeres Klima zeugen neben den schon vorgeführten Roterderesten auf der Niederterrasse bestimmt auch größere, regionale Gesichtspunkte, wie die u. a. von K. ANDRÉE¹⁾ in seinem jüngst erschienenen Werk über den Meeresboden (1920, S. 440—442) verzeichneten Tatsachen (die abnorme Kalkschichtung längs der antarktischen Eiskante!) und dann eine große Zahl biogeographischer Beobachtungen. Die einstige Baumverbreitung in Schweden, besonders die der Haselnuß, welche einem früher um 2,4° wärmeren Klima entspricht, der Fichten in Norwegen, der Birken auf Island, die stärkere Bewaldung der Mittelgebirge, z. B. des Brockenpfels in vergangener Zeit, sind ein Teil der Anzeichen, welche sich um den nördlichen Atlantischen Ozean gruppieren (vgl. G. ANDERSSONS Referat 1910!). Die Fauna der Litorina-Tapes-Senkungszeit zeigt u. a. nach J. MOSCHELES 1916/17 für ganz Skandinavien ein Klimaoptimum kurz vor der Gegenwart, welches das heutige Jahresmittel um 3—4° übertraf.

Wenn W. R. ECKARDT 1911 sagt: „Auch von einem postglazialen Klimaoptimum sind bis jetzt in den Alpen noch keinerlei sichere Spuren nachgewiesen worden“, und das ein Grund für ihn ist, den Ansichten von BROCKMANN-JEROSCH von einem seit der maximalen Eisausdehnung bis jetzt ungestört erfolgten Übergang aus einem sehr ozeanischen Klima in ein mittleres beizupflichten, so müssen noch folgende Daten angeführt werden: BRIQUET 1900 vermutet für die Gegend des Genfer Sees nach den Kolonien trocken-warmer Pflanzen eine postglaziale, trocken-warme Periode; ebenso auch O. STOLL 1901 mit Rücksicht auf Wirbellose. GRADMANN kam bei der Erforschung der Pflanzenwelt der schwäbischen Alb zur Annahme eines post-

¹⁾ Für wertvolle Literaturhinweise spreche ich auch an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. ANDRÉE meinen besten Dank aus.

glazialen, wärmeren und trockeneren Klimas. Schließlich weist G. v. BECK auf die heutige Verteilung der illyrischen Gewächse an warmen, steinigen Orten des oberen Isonzotales und im Tal von Raibl inmitten der mitteleuropäischen Vegetation hin und schließt auf eine früher zusammenhängende illyrische Flora. Er pflichtet BRÜCKNERS Ansicht (1909 S. 1042) bei, daß diese xerotherme Flora in einer Phase der Postglazialzeit, die ein milderes Klima besessen hat als heute, gewachsen sei.

Wir sehen, daß die angeführten Daten, wenn sie vielfach auch zur Not einer anderen Deutung zugänglich sind, unseren Schluß aus dem Niederterrassen-Blutlehm auf ein wärmeres Postglazialklima als durchaus mit anderen Beobachtungen vereinbar erkennen läßt.

Eine wichtige Zusammenfassung der hier einschlägigen Arbeiten gibt das von dem Generalsekretär G. ANDERSSON für den Internationalen Geologenkongreß 1910 in Stockholm herausgegebene Werk über das postglaziale Klima.

2. Die postglazialen Temperaturschwankungen.

Bisher sprachen wir von „dem“ postglazialen Klimaoptimum. Wir sind aber nach den vorgebrachten Beobachtungen über den süddeutschen Blutlehm sehr wahrscheinlich berechtigt, von mehreren Optima zu sprechen. Zu diesem Ergebnis werden wir gedrängt, wenn wir die Lagerungsverhältnisse des Blutlehms berücksichtigen. Im fluvioglazialen Außenbereich der jeweiligen Endmoränen haben die Schmelzwässer erodiert und die Schotterfelder ausgebreitet, und in den Zeiten geringster Eisentwicklung sind deren Oberflächen rot verwittert; es hat sich in dem wesentlich wärmeren Klima auf ihnen Roterde entwickelt. So sehen wir die beiden Deckenschotter von älteren Rinden überzogen, so sehen wir die Roterde auf der Hochterrasse, die Roterde auf der Niederterrasse. Dieser große Wechsel war aber nicht zu Ende mit der Würmzeit. Genau so, wie die Hochterrasse zerschnitten wurde von den Schmelzwässern der Postrißzeit, ist auch die Niederterrasse zerschnitten worden von den Strömen, welche das abschmelzende Eismaximum der letzten Eiszeit entsandte. Darauf verwitterte die oberste Niederterrassenfläche, während die Flüsse, periodisch anschwellend, ihr Bett erweiterten und eine weite Hochwasserfläche schufen, die Rauschinger Stufe oder Terrasse IV im Elsaß. Sie wurde auch zerschnitten und unterlag darauf der Hydratverwitterung, wie schon früher die älteren Flächen. Eine weitere, tiefere Fläche entstand und auch sie zeugt noch von wärmerem Klima durch ihre Rinde. Dieser Wechsel, der den Rhythmus der Eis- und Zwischeneiszeiten, freilich wesentlich verkleinert, wiederholt, setzt sich noch weiter fort und schuf die bereits S. 175 verzeichneten Stufen mit ihren Rinden. In den späteren Zeiten der vorherrschenden Seitenerosion aber erreichte das Klima nicht mehr die Mindestbedingungen der Roterdebildung. Waren sie in der Verwitterungszeit von IIa vielleicht vorübergehend noch gegeben, so hat doch die spätere Umbildung genügt, sie wieder völlig zu zerstören. Bald entstanden nur noch Braunerden, sie sind um so jugendlicher, je tiefer die Stufe liegt. Untergeordnete Sand- und Schlickdecken auf einzelnen jüngeren Terrassen sind die kümmerlichen letzten Vertreter der einst so mächtigen glazialen Schotteraufschüttungen nach jeweiliger Zerschneidung.

Wir dürfen uns die Sachlage wohl folgendermaßen vorstellen: Es handelt sich bei dem Wechsel um ein Flußab- und Flußaufwärts-Rücken dreier verschiedener Abschnitte der Flüsse:

- a) eines näher dem „Oberlauf“ gelegenen, in dem teilweise Verbreiterung und Zuschüttung durch gesteigerte Geschiebeführung vorherrschte (PENCK-BRÜCKNER 1909, S. 114),
- b) eines mittleren Abschnitts, in dem ein allmählicher Ausgleich des Gefälles durch Einschneiden erfolgt,
- c) eines untersten Abschnitts bereits normalen Gefälles, in dem Änderungen nur entsprechend dem jahreszeitlichen Wasserwechsel vorkommen, wo der Fluß stark vagiert und vorwiegend durch Seitenerosion die Prallstellen, damit die Sohle, erweitert.

Während sich der Wechsel zwischen a) und b) im nördlichen Alpenvorland unter dem Wechsel der Eiszeiten abspielte, ging in postglazialer Zeit nur noch eine wiederholte Verschiebung zwischen b) und c) vor sich.

An epigenetische Schwankungen, die den Rhythmus bedingt hätten, denken wir nicht, einmal wegen der Analogien mit den diluvialen Perioden, zum andern angesichts der Gleichartigkeit der Erscheinungen am Inn und — weit entfernt — am Rhein.

Wir fragen, wie jener postglaziale Rhythmus dem Penck-Brückner'schen System einzuordnen ist.¹⁾

Die Würmeiszeit selbst wurde von PENCK-BRÜCKNER 1909 hauptsächlich nach den Lagerungsverhältnissen bei Laufen im Bereich des Salzachgletschers durch die „Laufenschwankung“ in zwei Maxima geteilt. In dieser Zwischenzeit dürfte sich die Schneegrenze von 1300 m NN. vorübergehend bis auf 1500 m NN. zurückgezogen haben. Wir besitzen keine Anhaltspunkte dafür, daß während jener Schwankung die Temperatur nahe nördlich so gestiegen sei, wie sie für Roterdebildung erforderlich ist. Die Tiefenlage der Schneegrenze macht das auch sehr wenig wahrscheinlich. Nur ein sehr moränennahes Teilfeld, das nach Norden nicht mehr bis in unser Blutlehmgebiet reichte, konnte sich damals bilden. Die Laufenschwankung kommt für uns nicht in Betracht. Die Postwürmeiszeit selbst wird von den genannten Autoren durch drei Stillstands-Stadien des Eises in der großen Abschmelzperiode gegliedert. Zwischen ihnen wird wohl auch ein Rückzug, jedoch von fraglichem (l. c. S. 351) Ausmaß angenommen. Für wärmeres interstadiales Klima liegen noch keine Anhaltspunkte vor (l. c. S. 379). „Zwischen die letzte Eiszeit und die Gegenwart schaltet sich eine lange Übergangszeit mit einem Klima ein, dessen allmähliches Milderwerden von einzelnen glazialen Rückfällen oder wenigstens Pausen unterbrochen wurde“ (l. c. S. 373).

Nach der ersten Postwürmschwankung, der Achenschwankung, welche nach PENCK das Unterinntal eisfrei werden ließ und die Schneegrenze bis 1800 m zurückdrängte, setzte der Bühlvorstoß ein (Schneegrenze 1600 m NN.), nach einer zweiten Schwankung das Gschnitzstadium (Schneegrenze 1900 m NN.), nach einer dritten das Daunstadium (Schneegrenze 2200 m NN.). Anhaltspunkte für ein viertes Stadium geben Endmoränenwälle, die bis 2 km von den heutigen Gletscherenden entfernt liegen. Abgesehen von den fluvioglazialen Absätzen der Achenschwankung und von den Schottern bei Weilheim, Murnau, welche sich aus den Bühlendmoränen entwickeln, wurden die genannten Stadien nur von der Lage jugendlicher Moränen abgeleitet, die besonders im Loisach-, Inn-, Salzach-, Traun- und Ennsgebiet zu finden sind.

¹⁾ Von den zahlreichen Rückzugsständen und -Schottern in der Schweiz, die in ihren Beziehungen zueinander und zu denen von Südbayern noch strittig oder unklar sind, sehe ich dabei ab. Sie dürften zumeist auch, da den Moränenkränzen nahe und bald unterhalb von ihnen wieder zu Ende, vor der Achenschwankung gebildet sein. Vgl. z. B. J. HUG 1907.

Die Analogie mit diesem freilich noch unsicheren (l. c. S. 374) Rhythmus veranlaßt uns zu dem Versuch, unsere Stufen und ihre Roterden in ursächlichen Zusammenhang mit dieser Periodizität zu bringen. Sie ist ja nicht allein in den Alpen abzuleiten; ich erinnere an die z. B. von G. STEINMANN 1917, S. 73 wiederholt betonten drei Phasen des Schwarzwaldes, die nach ihm sogar in der südamerikanischen Kordillere wiederkehren, an die drei postglazialen Spiegellagen des Bodensees oder die zahlreicheren Niveaus entsprechender Seen am Rand des nordischen Eisrandes und an die vier Rückzugsstände, von denen PHILIPP im Bereich der Rhönkare spricht!

Im Alpenvorland				In den Alpen	
Vorgänge		Terrassengliederung		Stadiengliederung	
der Talformung	der Verwitterung	am Inn	am Rhein	nach d. Moränenlage	
Erweiterung der Täler u. Aufschüttung. Tiefenerosion bis auf IV	Eisboden Podsol ¹⁾ Braunerde ¹⁾	Ampfinger Stufe	V	Würmeiszeit, 2. Maximum	(letzte Eiszeit)
Seitenerosion. (Bildung von IV)	Roterde auf V Braunerde ¹⁾	Rauschinger Stufe	IV	Achenschwankung	Achenschwankung
Tiefenerosion bis auf IIIa	Podsol ¹⁾ Braunerde ¹⁾			Bühlvorstoß	1. Stadium
Seitenerosion. (Bildung von IIIa)	Roterde a. V u. IV Braunerde ¹⁾	Ebinger Stufe	IIIa		1. Interstadium
Tiefenerosion. (Einschneiden bis auf III)	Podsol ¹⁾ Braunerde ¹⁾			Gschnitzstadium	2. Stadium
Seitenerosion. (Erweiterung zu Fläche III)	Roterde auf V, IV, IIIa Braunerde ¹⁾	Wörther Stufe	III		2. Interstadium
Tiefenerosion bis auf IIa	Podsol ¹⁾			Daunstadium	3. Stadium
Seitenerosion zur Fläche IIa	Braunerde ¹⁾ Roterde auf V, IV, IIIa, III Braunerde ¹⁾	Pürtener u. Kraiburger Stufe	IIa		3. Interstadium
Tiefenerosion bis auf II	Podsol			Vorletzte Stillstandslage	4. Stadium
Seitenerosion zur Fläche II	Braunerde	Gwenger Stufe	II		4. Interstadium
Tiefenerosion bis auf I	Braunerde			Moränen des heutigen Schwankungsbereichs	5. Stadium
Seitenerosion zur Fläche I	Braunerde	Niederndorfer Stufe	I		5. Interstadium
Tiefenerosion bis auf das heutige Hochwasserbett	Braunerde				6. Stadium
Seitenerosion bis auf die Breite d. Hochwasserbetts	Braunerde	Bett der heutigen Hochwassertätigkeit			6. Interstadium

PENCK und BRÜCKNER schließen aus Abstufungen im Grad der Jugendlichkeit der Glazialformen, „daß die Stadien die Grenzen längerer Zeiträume markieren“. Die hier befolgte bodenkundliche Methode kann dies bestätigen und näheren Aufschluß

¹⁾ Diese Böden entwickelten sich in der Wechselzone und können heute darin nicht mehr erkannt werden, im Gegensatz zu den Wirkungen der Roterde, die in dem Blutlehm der Dauerzone erhalten sind.

über die Klimaänderungen geben. Wir sehen in den zwar scheinbar geringfügigen und scheinbar nur örtlich bedeutungsvollen postglazialen Stufen die Wirkungen der Schmelzwasser, die mit gesteigerter Kraft und Schüttung zu den Zeiten des Vorstoßes der bezeichneten Stadien die Zerschneidung der Niederterrasse ausführten, wir sehen in den Roterdezeiten Wärmeperioden, die mit den interstadialen Zeiten zusammenfielen. So kommen wir zu folgender vermuteter Gleichstellung: (siehe nebenstehende Tabelle).

Einordnung in andere Beobachtungen.

Neben den Böden scheinen die Pflanzen die deutlichsten Hinweise auf Einzelheiten des vergangenen Klimas zu geben. Anzeichen für ein Klimaoptimum der Wärme bzw. Trockenheit nach der letzten Vereisung wurden schon erwähnt. Pflanzengeographen haben auch periodische Klimaänderungen bereits für wahrscheinlich gehalten. Die vier Torfschichten auf der höchsten marinen Stufe des südlichen Norwegens mit ihren drei dazwischengelagerten Waldschichten und ihrer jetzigen Waldbedeckung weisen nach A. BLYTT (Beiblatt 36 zu Englers Botan. Jahrbuch 1892) ähnlich den dänischen und manchen schwedischen Torfmooren, solchen aus Schottland, England, Schlesien und dem Jura auf einen wiederholten Wechsel von langen trockenen und feuchten Zeiträumen hin. Dieser Schluß wurde freilich besonders von G. ANDERSSON 1909 bestritten.

Drei ähnliche Klimaperioden hält auch AUG. SCHULZ 1899 für Mitteleuropa nördlich der Alpen als wahrscheinlich. Er nimmt als „kühle Perioden“ die Gschnitz- und Daunstadien A. PENCKs in Anspruch und führt 1904 S. 270 aus: „Sowohl der ersten als auch der zweiten kühlen Periode ging eine Periode — und zwar der ersten die erste heiße Periode, der anderen die zweite heiße Periode — voraus, in der während eines langen Zeitraumes der Umfang der Alpenvergletscherung wesentlich kleiner gewesen sein muß...“. In der „zweiten heißen Periode“ zogen sich die Gletscher „längst nicht in dem Maße, wie in der ersten heißen Periode“ zurück, nur in den gegenwärtig trockensten und heißesten Strichen Mitteleuropas waren Steppen, ähnlich denen des südwestlichen Rußlands, entwickelt. Die Schneegrenze lag aber noch höher als heute. 1910 glaubt A. SCHULZ Anhaltspunkte für vier kühle und vier trockene Perioden, die einander ablösten, zu besitzen. Die beiden letzten kühlen Zeiten würden unserem vierten und fünften Stadium entsprechen. Wie weit diese von verschiedenen Pflanzengeographen (vgl. E. H. L. KRAUSE 1910, P. GRÄBNER 1910) bestrittenen Schlüsse aus der Pflanzenverbreitung entnommen werden dürfen, kann ich nicht beurteilen. Aus der Zeit der Achenschwankung sind auch nach SCHULZ 1904, „keine erkennbaren Spuren in der gegenwärtigen Flora und Pflanzendecke des genannten Gebietes hinterlassen“.

OLBRICHT hat 1909 eine viermalige Überschüttung und Erodierung des Ilmenautales in der Lüneburger Heide festgestellt. Die Klimakurve, welche sich nach ihm daraus ergibt, verliert mit fortschreitender Zeit an Amplitude, ähnlich wie wir das S. 213 annehmen, und die trockenen und feuchten Perioden werden sich vermutlich in unser Schema einreihen lassen.

Außerdem wurden noch von anderen Autoren einzelne postglaziale Perioden vermutet, in denen das heutige Klima nach Wärme bzw. Trockenheit übertroffen wurde. Diese Maxima stimmen unter sich nicht zusammen. So gehört z. B. BRIQUETS xerotherme Periode der Madeleine-Stufe an, in der wohl auch nach G. ANDERSSON

die Haselnußverbreitung nach Norden am stärksten war; aber die trocken-warme, kontinentale Zeit R. GRADMANN'S 1910 fällt etwa in die jüngere Steinzeit und C. A. WEBER'S Grenztorfschicht gar erst in die Spät-Litorinazeit (Bronzezeit).

Bei der Einordnung dieser Perioden in unser Schema müssen wir aber Vorsicht üben, denn es scheint mir mit KOKEN, GAGEL u. a. vieles darauf hinzudeuten, daß sich im Herrschaftsbereich der großen nordischen Eismasse der Ablauf der klimatischen Ereignisse wesentlich anders gestaltete als in der Nähe des viel kleineren, auch mehr durch die Orographie bedingten alpinen Diluvialeises. Für größere Perioden, wie es die vorangegangenen Eis- und Zwischeneiszeiten waren, mögen die ganz großen und die kleineren Vereisungszentren annähernd übereinstimmen, wie das LEVERETT für Nordeuropa, Nordamerika und Alpen gezeigt hat. Für die kleinen postglazialen Änderungen werden die Unterschiede ausschlaggebend. Die Abschmelzung hat bei den alpinen Eisströmen wesentlich rascher gewirkt, schon die Interglazialzeiten und die älteren Interstadien weisen höhere Temperaturen auf. Das geringe Wärme- oder Trockenheits-Maximum im Norden aber ist bedeutend jünger. Von den wesentlich auf süddeutschen Verhältnissen aufbauenden Ansichten von SCHULZ sehe ich hier ab und stelle die nordischen postglazialen Periodizitäten, soweit sie festgestellt sind, zu meinen jüngeren Stadien bzw. Interstadien.

Auch die Schwankungsgröße konnte im alpinen Gebiet viel beträchtlicher werden. Jedenfalls wird das gleiche Schema nicht alle Beobachtungen beherbergen können. Doch scheint es durchaus unberechtigt deshalb, weil Anzeichen für ähnliche, ältere Schwankungen im Norden nicht nachgewiesen sind, zu leugnen, daß die sich im Süden ausprägenden Wechsel nicht allgemeinere Bedeutung besäßen. Sie hatten nur aus örtlichen Gründen nicht allenthalben gleich deutliche, gleich geartete Wirkungen.

Die Klimakurve.

Um die Folgerungen für das Klima noch klarer zu machen, habe ich versucht, auf Grund der älteren Ergebnisse und der Beobachtungen über den Blutlehm eine Klimakurve zu konstruieren, die etwa für das mittlere Oberbayern gelten kann (Fig. 2). Dabei waren folgende Gesichtspunkte maßgebend:

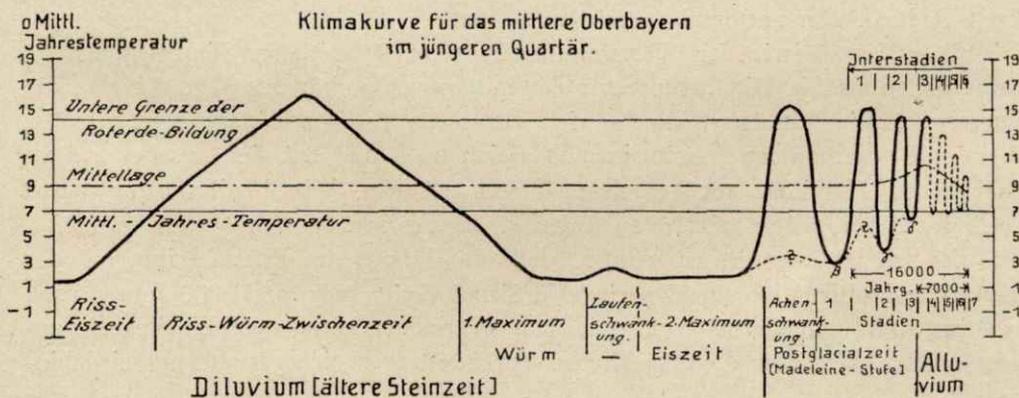
Die Abszissen entsprechen dem Durchschnitt der bisher über die Dauer der einzelnen Zeitabschnitte vorliegenden Schätzungen, nur mit der Abweichung, daß die Länge der Postglazialzeit nicht zu $\frac{1}{3}$, sondern zu $\frac{1}{2}$ von jener der letzten Zwischeneiszeit angenommen wurde. Dies geschah mit Rücksicht darauf, daß der Hochterrassenblutlehm im Durchschnitt höchstens doppelt so mächtig ist als der auf der Niederterrasse (vgl. S. 193). Für die einzelnen Längen der Wellenzüge wurde einerseits mit A. PENCK die ziemlich willkürliche Annahme der gleichlangen Dauer der letzten Interglazial- und der Würmzeit benützt, andererseits wurden im Postglazial auch die verschiedenen Bodenmächtigkeiten berücksichtigt.

Die Ordinaten sollten eigentlich Temperaturen und Niederschlagsmengen vereinigen, wie das durch die Angabe der Lage der Schneegrenze, der Eisverbreitung oder des Sättigungsdefizits geschehen würde. Die vergangenen Niederschläge sind aber nur sehr unklar anzugeben und sie dürfen sowohl für die Vereisungszeiten, wie bis zu einem gewissen Grade für die Zeiten der Roterdebildung als beträchtlich angesehen werden. Da hier somit eine — wenn auch unscharf bestimmte — Gleichartigkeit vorliegt, bleibt als wesentlicher, die Klimakurve beherrschender Faktor

die Temperatur übrig. Diese wurde dadurch in Anschlag gebracht, daß einerseits die PENCK-BRÜCKNER'schen Schneegrenzhöhen umgerechnet wurden. Nach folgender Tabelle:

Zeitabschnitt	Höhe der Schneegrenze m NN	Mittlere Jahrestemperatur nach der heutigen berechnet	Zuschlag bzw. Abzug
Rißeiszeit	1200	3,3°	— 2°
Riß-Würm	> 3000	> 8,4°	+ 6°
Würm 1. Maximum	1300	3,6°	— 1,8°
Laufenschwankung	1500	4,2°	— 1,7°
Würm 2. Maximum	1300	3,6°	— 1,8°
Achenschwankung	1800	5,0°	— 1,5°
Bühlstadium	1600	4,5°	— 1,6°
Gschnitzstadium	1900	5,3°	— 1,2°
Daunstadium	2200	6,2°	— 0,2°
Jetztzeit	2500	7°	0°

habe ich unter Voraussetzung ähnlicher Beziehungen zwischen Schneegrenzenlage im Gebirge und mittlerer Jahrestemperatur im mittleren Oberbayern in früherer und in jetziger Zeit die Temperaturen berechnet. Wie sich aber die Kälte des Sommers in hohen Breiten dadurch erklärt, daß eine bedeutende Wärmemenge auf das Tauen von Schnee und Eis verwendet wird, so ist viel Sommerwärme auch am Rande des alpinen Eises in Süddeutschland durch den Schmelzvorgang aufgezehrt worden. Dem wurde durch die Zuschläge bzw. Abzüge in der letzten Spalte möglichst Rechnung getragen, zugleich aber auch dem Umstand, daß in den Zeiten der Blutlehm bildung die Mindesttemperaturen, unter denen sich Roterde entwickeln kann, überschritten sein mußten. Diese Mindesttemperatur liegt etwa bei 14°. Mindestens über diese 14°-Linie mußte sich also die Kurve zur letzten Interglazialzeit, während der Achenschwankung und in den ersten drei Interstadialen erheben.



Die Dauer der Erhebung darüber lesen wir aus den relativen Mächtigkeiten der Roterden ab, sie war in der letzten Zwischeneiszeit rund doppelt so groß als in der Achenschwankung, später geringer. Die Wellenberge sind demnach sehr viel höher als die durch Strichelung angedeutete Lage der nach bisherigen Angaben verzeichneten Linie.

Für die Führung der Kurve nach dem letzten Höhepunkt im dritten Interstadium, der durch den Blutlehmrest auf der Würther Stufe gegeben ist, haben

wir keine schärferen Anhaltspunkte. Die hier gestrichelten, allmählich abnehmenden Wellenzüge sollen der Beobachtung gerecht werden, daß der Wechsel in ganz ähnlicher Weise auch weiter im Alluvium seine Fortsetzung fand. Wir entnehmen aus dieser Analogie, daß es sich um ähnliche Ursachen wie früher, freilich in ganz abgeschwächter Form, handelte.

Auf andere, vornehmlich prähistorische Tatsachen wurde hier bei der nur auf geologisch-bodenkundlichen Beobachtungen ruhenden Kurve keine weitere Rücksicht genommen. Es sei nur noch einmal auf die Verringerung der Wellenamplituden gegen die Jetztzeit verwiesen, die auch OLBRICHT annahm.

Mit den Senkungen der Kurve geht, wenn wir die Niederschlagsmengen betrachten, jeweils eine gleichmäßigere Verteilung der reichlichen Niederschläge Hand in Hand. Mit den Hebungen erscheinen Perioden heißer, trockener Sommer.

Wir sehen, daß die Untersuchung der Böden zu einer Klimakurve führt, welche sich von den früher gezeichneten neben dem rascheren, schärferen Wechsel im Postglazial wesentlich durch das Übergewicht der Ausschläge nach oben hin unterscheidet. Diese sind beinahe noch ebenso stark wie die während der Zwischeneiszeiten und sie widersprechen der Ansicht, daß zwischen die einzelnen Stadien nur untergeordnete Schwankungen eingeschaltet gewesen wären. Der einzige wichtige Unterschied gegenüber den Zwischeneiszeiten wäre die viel kürzere Dauer der Wärme bei geringerer stadialer Abkühlung. Für ein nur schwaches Zurückweichen der interstadialen Schneelinien fehlen Anzeichen. Hätten wir sie, so läge eine Erklärung entweder in der Beharrlichkeit der einmal gebildeten Eismassen, die in so relativ kurzen Zeiten nicht der Amplitude der Wärmeschwankungen folgen konnten, oder sie wäre auch in einem besonders reichlichen Maß an Niederschlägen zu suchen. Ähnlich deuten wir das Fehlen von Resten wärmeliebender Pflanzen in den wenig entwickelten, fluviatilen Interstadialabsätzen, die aber im einzelnen noch gar nicht unterschieden sind. Diese Pflanzen dürften den oft bedrohten Bereich starker Eisschwankungen, in dem noch kaum die Wechselzone des Bodens ihren Bedürfnissen entsprach, gemieden haben.

Die Mittellinie der Wärmewellen liegt bei 9° mittlerer Jahrestemperatur, etwas höher als die Mitteltemperatur des mittleren Oberbayerns (7°), für das die Kurve gilt. Die Mittellage, welche sich durch die Tertiärzeit stark gesenkt hatte, blieb wohl während der Eiszeit ziemlich gleich hoch und hat sich anscheinend zu Beginn des Alluviums vorübergehend etwas gehoben. Sie bleibt aber wohl noch jetzt über der mittleren Jahrestemperatur.

Es soll nicht vergessen werden, daß die Hebung im Frühalluvium mit der raschen, endgültigen Abschmelzperiode in Skandinavien (vor rund 5000 Jahren nach DE GEER!) und annähernd wohl mit dem Wärmemaximum der Litorinazeit zusammenfällt. Wie hier die ursächlichen Verknüpfungen sich gestalteten, sei dahingestellt.

Eines ergibt sich aus der Lage der Mittellinie über der heutigen mittleren Jahrestemperatur, daß es nämlich präziser wäre, die Zeitabschnitte nicht mit jenen Punkten zusammenfallen zu lassen, an denen die Kurve nach abwärts oder aufwärts die Linie heutiger Mittelwärme schneidet, sondern mit jenen Schnittpunkten der Klimakurve, die durch die Schwankungs-Mittellinie gegeben sind.

Die Schwankungen, welche wir hier besprechen, liegen bei annähernd ähnlicher Feuchtigkeit in dem Wechsel von kalt und warm. Benachbart unseren Schotterfeldern, besonders im Rheingebiet, erkennen wir noch einen zweiten

Rhythmus, der sich (uns jetzt wenigstens) bei verhältnismäßig geringeren Wärmeunterschieden hauptsächlich in dem Wechsel von trocken und feucht zu erkennen gibt. Ich denke an die Periodizität, welche in der wiederholten Übereinanderlagerung des Löß aus der kalten, eiszeitlichen Steppe und der Verlehmungszonen „Rekurrenzzone“ (G. STEINMANN'S zum Teil) aus einem humiden Verwitterungsgebiet gelegen ist. Es erscheint bemerkenswert, daß die beiden Rhythmen orographisch entgegengesetzt arbeiteten, indem die (kalte) Absatzzeit des Löß der Zeit der Tiefenerosion auf der jeweiligen Schotterfläche entsprach. Es bestanden also gleichzeitig mit der Staubverwehung große, jüngst vom Flußwasser freigewordene Hochwasserbette als Staublieferranten, was für die Bildungsbedingungen des Löß von Bedeutung ist. Die Verwitterungszeiten aber scheinen in beiden Fällen gleich gewesen zu sein. Daß zur Roterdebildungszeit besonders reichliche Niederschläge niedergingen, und daß sich andererseits die Lößlehm bildung unter warmfeuchtem Klima vollzog, können wir daher wohl schon aussprechen, auch bevor die sehr wünschenswerte Einzel-Parallelisierung im Elsaß vorgenommen ist. Den Mangel von Roterde in den Lößlehmzonen dürfen wir auf den geringeren Kalkgehalt des Löß und auf seine schwächere Austrocknungsfähigkeit zurückführen. Das weitere Zurücktreten des Löß in der Postglazialzeit aber hängt jedenfalls mit der geringeren Tiefe der Senken unserer Klimakurve zusammen.

Kritische Bemerkungen.

Bei allen Punkten aber bleiben noch sehr viele Fragen kaum ausgesprochen. Der Vorbehalt, den ich bezüglich der zeitlichen Gleichstellung der jüngsten Schotterflächen machte, gilt in erster Linie der Möglichkeit, daß diese Stufen nur scheinbar so eng zusammengehören, daß sie sich in Wirklichkeit wohl annähernd zu gleicher Zeit, aber nicht genau zu gleicher Zeit gebildet haben. Es ist ja so, daß sich die Böden im Lauf der Verwitterungszeiten gleichartig umwandeln, und wenn wir auch nur ungefähr gleichzeitige Ausschnitte aus diesem Verwitterungsablauf in Form der Terrassenböden vor uns haben, so müssen doch die Böden für unsere derzeit noch ziemlich rohen Methoden der Bodenvergleichung unter sich gleichwertig erscheinen. Eine hauptsächliche Inhomogenität haben wir darin gesehen (S. 174), daß die nach Tabelle S. 175 einander entsprechenden Stufen IIIa-Ebinger und IIa-Pürtener am Rhein nur sehr lokal auftreten, am Inn aber gut entwickelt sind, und es erscheint die Frage berechtigt, ob nicht die orographisch mit den Genannten jeweils verbundenen Unterstufen auch genetisch mit jenen zusammengehören, denn diese verhalten sich orographisch den ersteren entgegengesetzt, als ob sie örtlich ihre Vertretung übernommen hätten.

Es entsteht auch die Frage, wie weit die Stufen selbst jeweils durch örtliche Umstände, die wir z. B. an der Würm erkannten, gebildet sein konnten. Die hier nötigen Untersuchungen führten zunächst von unserem Thema ab und wurden daher noch nicht unternommen. Es wäre aber doch ein merkwürdiger Zufall, wenn in zwei Flußsystemen, die bei manchen Analogien so zahlreiche Verschiedenheiten aufweisen, der Abstand zwischen Niederterrasse und heutiger Talsohle 400 km voneinander entfernt in so entsprechende Stufen mit so übereinstimmenden Böden zerlegt sein sollte, ohne daß hier die Herrschaft allgemeinerer Klimaschwankungen zum Durchbruch käme. Um so auffälliger wäre das angesichts der Möglichkeit, solche Schwankungen einem bereits, wenn auch unscharf erkannten System der Stadien und Phasen ohne jeden Zwang einzufügen.

Wollte man z. B. die ganze Zeit der nacheiszeitlichen Roterde-Verwitterung der Achenschwankung zuteilen, so wäre es — abgesehen von der dann unerklärlichen Bodenentwicklung — nicht möglich, die Regelmäßigkeit der Stufen, auf denen die Blutlehme liegen bzw. fehlen,¹⁾ in verständlichen Zusammenhang mit dem PENCK'schen System zu bringen. Zu solchen Zwangsmaßnahmen sind wir aber keineswegs genötigt.

Auch ein Versuch, unsere Terrassen etwa auf großzügige Niveauschwankungen zurückzuführen, die E. GEINITZ (1920) als Ersatz für Klimaschwankungen in Deutschland allgemeiner verwendet wissen möchte, braucht wohl nicht ernstlich besprochen zu werden, denn die Erscheinungen sind zu regelmäßig und die Böden lassen über die Existenz von Klimaschwankungen keinen Zweifel aufkommen.

Wir erkennen in unseren Stufen die Fernwirkungen des postglazialen Teilfeldersystems, wie es erstmals A. PENCK (s. auch 1909, S. 18) besonders in der Schweiz erkannt hat. Talaufwärts wachsen die Stufenabstände, so daß der Gesamtbetrag der Stufenhöhen zwischen Basel und Mülhausen etwa 20 m, am Rand der Schweizer Alpen aber 80 m beträgt. Talabwärts dort, wo unser Blutlehm liegt, treten bei geringeren Erosionswirkungen die Aufschüttungen mehr und mehr zurück. Es handelt sich nur noch um einen Wechsel von längerer Schonzeit mit Verwitterung und von Erosionszeit. Noch weiter talabwärts verschmolzen die Terrassenflächen miteinander und zwar um so später, je bedeutungsvoller die alpinen Eisbewegungen waren. Wir befinden uns an jenen fernsten Stellen des Flußlaufes, an denen die klimatisch bedingten, kräftigsten Impulse mit ihrem gesetzmäßigen auf und ab von Erosion, Verbreiterung und Aufschüttung allmählich verebten.

Es dürfen, streng genommen, nur homologe Stücke von Talsystemen nach ihren Schottern mit Aussicht auf Parallelisierungserfolg untereinander verglichen werden.²⁾ So würde das Feld nordöstlich von Mülhausen m. m. etwa an der Würm dem von Pasing—Menzing, an der Isar dem bei München, am Inn dem in der Pockingor Heide entsprechen. Jede in Betracht kommende Terrassenfläche, auch wenn sie weit außen liegt, gehörte aber zu einer Periode starker Wasserführung des Flusses, oft zu einem Endmoränenstand. Wenn die Eisrandlagen uns über die kalten, sömmerfeuchten Zeiten Aufschluß geben, so sprechen die auf diese Weise mit jenen verknüpften Verwitterungsdecken von den warmen, sommertrockenen Zwischenstadien. Solche Gedankengänge geben das Recht, auch jene geringfügigen Stufen nahe oberhalb der einheitlichen Schotterflächen des weiteren Vorlandes in Beziehung zu setzen mit den wichtigsten klimatischen Änderungen, wie sie sich aus den alpinen Moränen ableiten ließen. Hier liegen zugleich die Brücken von der Moränenchronologie zur prähistorischen Gliederung.

Es mag sein, daß etwa von der Zeit des vierten Interstadiums ab der klimatische Wechsel weniger — wie vorher — in bedeutenden Schwankungen der Temperaturen bestand als in solchen der Niederschläge, die wir aus der vorausgegangenen Zeit nicht so leicht erkennen. Die Feuchtigkeitsmaxima äußerten sich in der stärkeren Hochwasserwirkung mit stärkerem Angriff auf die Sohle und dem Beginn der

¹⁾ An ausgedehnte Abschwemmungen der roten Rinde von der obersten Niederterrassefläche auf die nächst tieferen ist ja nach den Feldbeobachtungen nicht zu denken.

²⁾ Von den besonders durch F. MÜHLBERG in den Blättern zur Geologischen Karte der Schweiz 1: 25 000 1908, 1915, von P. NIGGLI 1913 und J. HUG 1907 in der Gegend von Aarau, Zofingen, Zürich bekanntgemachten zahlreichen postglazialen Terrassen wurden die Böden im einzelnen nicht untersucht. Sie müssen daher hier wegfallen.

Verwitterung der Schotter, die Minima in dem Pendeln der Wasserfäden und Erweitern des Hochwasserbetts. Wir befinden uns danach am Ende eines sechsten Interstadiums. Die bereits zerschnittene Terrasse des fünften Interstadiums verwittert seit dem sechsten Stadium; die Ausweitung des Hochwasserbetts ist wohl schon an vielen Orten beendet und es bahnt sich da und dort bereits die neue Zerschneidung eines siebenten Stadiums an.

Tektonische Gründe für die Herausbildung unserer Terrassen haben wir abgelehnt. Höchstens sehr große, gemeinsame und gleichmäßige Hebungen bzw. Senkungen größerer Teile des Kontinents kämen hier in Betracht. Nur solche könnten auch zur Erklärung für die Klimaänderungen, welche die Böden zeigen, herangezogen werden, für allgemeinere Grundwasserspiegel-Änderungen, für die mehrmaligen, ruckweise erfolgten Änderungen der Spiegellagen jener gewaltigen Abschmelzseen Norddeutschlands, für die jüngeren der zehn Eisrandlagen, welche E. GEINITZ zählt. Große epirogenetische Bewegungen hat man allerdings in Skandinavien am Pegel der Ostsee erkannt und andere, auch süddeutsche Gebiete ließen junge Niveauänderungen erkennen, die sogar noch heute unsere trigonometrischen Festpunkte verschieben.

Gleichwohl dürfte es kaum wahrscheinlich gemacht werden können, daß auch die großen diluvialen Wechsel primär derartigen Verschiebungen ihren großartigen Gang verdanken (LEPSIUS, WOLFF, E. GEINITZ z. T.).

Wir müssen aber wohl den glazialen ebenso wie den aus ihnen unmerklich hervorgehenden nachglazialen Rhythmen eine gemeinsame Ursache zuschreiben; als solche bleibt nur die klimatische. Deren Gründe freilich sind noch unklar.

Zusammenfassung.

Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse erweist sich als Rest einer postglazialen Roterde durch die bereits S. 204f. vereinigten Merkmale. Als mediterrane Roterde zeigt er sich durch sein Gebundensein an kalkreiche Schotter.

Die Roterde wurde später in kälter-humidem Klima teilweise in Braunerde, teilweise in Podsol umgebildet, aber nur in der höheren, jetzt braunen Wechselzone, während die Dauerzone zumeist noch rot blieb. Der Blutlehm zeigt nicht mehr das leuchtende Rot, sondern ein Rotbraun. Die Farbe erscheint als äußerliches Unterscheidungsmittel. In Wirklichkeit sind die Übergänge von Hydraterde zu Ton sehr viel allmählicher, was auch typische, mediterrane Roterden zeigen. In den feinsten Teilchen der heute gebräunten Zone entspricht die Zusammensetzung noch der des Blutlehms.

Die ursprünglich erheblich mächtigere Entwicklung des Blutlehms ist unter einer rasch aufgelagerten, schützenden Sanddecke bei Ampfing festzustellen und beträgt etwa die Hälfte von der der Hochterrassen-Roterde, welche unter Löß noch ziemlich intakt auftritt.

Ogleich allenthalben die Ansätze zu neuen Studien erschienen, dürfen wir doch schon jetzt folgern, daß der Blutlehm durch seine Verbreitung, Lagerung und Beschaffenheit auch für die postglaziale Zeit in Süddeutschland ein Roterde bildendes Klima beweist, das dem heutigen an der nördlichen Adria zum mindesten gleichstand. Das Klimaoptimum, welches die heutige Temperaturlage bedeutend übertraf, stand nicht sehr weit hinter dem der letzten Zwischeneiszeit zurück.

Aus der Entwicklung der Böden auf den jüngeren Terrassen am Inn und Rhein entnehmen wir, daß die Schwankung der Klimakurve um eine rund 2° über

der heutigen mittleren Jahrestemperatur liegende Mittellinie nicht zu Ende war mit dem Wechsel der Vereisungen. Sie setzte vielmehr mit drei Höhepunkten noch im Postglazial fort, ein weiterer Höhepunkt wird durch Blutlehmreste auf der nächst tieferen Terrasse bezeichnet, dann vermindern die aus Analogien erschließbaren weiteren drei Schwankungen rasch ihre Amplituden bis heute; sie werden wohl mehr durch periodische Änderungen der Niederschlagssumme bestimmt.

Bei wenig abgeschwächter Amplitude folgen sich im Postglazial die Ausschläge rascher aufeinander. Sie lassen sich gut mit dem Penck-Brückner'schen Stadiensystem in Einklang bringen, das nach der Richtung der Wärmemaxima ergänzt werden kann und in einem weiteren, vierfachen Wechsel von warm bzw. trocken und kalt bzw. feucht bis in die Gegenwart ausklingt.

Literatur.

- AEPLI, AUG., „Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürich-sees.“ Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz. 34. Liefg. 1894.
- ANDERSSON, G., „The climate of Sweden in the late-quadernary period.“ Sveriges geol. unders. Arsbok 1909.
- —, „Sammlung von Berichten, herausgegeben von dem Exekutivkom. d. 11. Intern. Geol. Kongr. durch den Generalsekretär.“ 459 S., Stockholm 1910.
- ANDRÉE, K., „Geologie des Meeresbodens“ II, Bornträger 1920.
- BALTZER, A., „Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers.“ Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. 30. Liefg. 1896.
- BECK, G. v., „Die Vegetation der letzten Interglazialperiode in den österreichischen Alpen.“ Zeitschr. Lotos, 56. Bd., Prag 1908, S. 124 (cit. nach PENCK-BRÜCKNER 1909 S. 1042).
- BLANCK, E., „Beiträge zur Kenntnis der chemischen und physikalischen Beschaffenheit der Roterden.“ Journal f. Landwirtsch., 60. Bd., 1912, S. 59—73.
- —, „Über die Beschaffenheit der in norditalienischen Roterden auftretenden Konkretionen.“ Ein Beitrag zur Frage regionaler Verwitterung. Mitt. d. Landw. Inst. d. Universität Breslau, 6. Bd., 1913, S. 325—344.
- —, „Beiträge zur regionalen Verwitterung in der Vorzeit.“ Desgl. S. 619—682.
- —, „Über die Entstehung der Roterden in der Diluvialzeit.“ Journal f. Landwirtschaft, 62. Bd., 1914, S. 141—147.
- BLYTT, A., „Zwei Kalktuffbildungen in Gudbrandsdalen.“ Beibl. z. Englers Botan. Jahrbuch 1892 (cit. nach A. SUPAN, Physikal. Erdkunde).
- BRAÜHÄUSER, M., „Die Bohnerzbildung im Muschelkalkgebiet am Oberen Neckar.“ Ein Beitrag zur Kenntnis alter Landflächen im Schwäbischen Stufenland. Jahresh. d. Ver. f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg. 72. Bd. (1916), S. 210—271.
- BRIQUET, J., „Les colonies végétales xéothermiques des Alpes lémaniennes.“ Bull. soc. Murithienne, XXVIII, 1900 (cit. nach PENCK-BRÜCKNER 1909 S. 637).
- ECKARDT, W. R., „Das Klimaproblem der geologischen Vergangenheit und historischen Gegenwart.“ „Die Wissenschaft“ (Vieweg) H. 31, 1909.
- —, „Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit.“ Hettners Geograph. Zeitschr. 1911, S. 378—386.
- FACH, BR., „Chemische Untersuchungen über Roterden und Bohnerzton.“ Dissert. Freiburg i. Br. 1908.
- FÖRSTER, B., „Erläuterungen zu den Blättern Mülhausen W, O und Homburg der Geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen.“ 1898.
- —, „Geologischer Führer für die Umgebung von Mülhausen i. E.“ Mittel. d. Geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen, 3. Bd., 1892, S. 199—309.
- FRÜH, J., „Über postglazialen intramoränischen Löß (Lößsand) im Schweizerischen Rhonetal.“ Eclogae Geol. Helv. VI, 1899, S. 47—59.
- —, „Der postglaziale Löß im St. Galler Rheintal mit Berücksichtigung der Lößfrage im allgemeinen.“ Vierteljahresschrift d. Naturforsch. Ges. Zürich, 44. Bd., 1899, S. 157—191.
- GEINITZ, E., „Das Diluvium Deutschlands.“ Schweizerbart, Stuttgart 1920.
- GRADMANN, R., „Über die Bedeutung postglazialer Klimaänderungen für die Siedlungsgeographie.“ Z. d. D. Geol. Ges., 62. Bd., 1910, S. 117.
- GRAEBNER, P., „Die natürliche Veränderung von Vegetationsformen und ihre fossilen Reste.“ Zeitschrift d. D. Geol. Ges., 62. Bd., 1910, S. 190.
- GRAS, SC., „Comparaison chronologique des terrains quaternaires de l'Alsace avec ceux de la vallée du Rhône dans le Dauphiné.“ Bull. soc. géol. de France (2) XV, 1857/58, S. 148—187, XVI, 1858/59, S. 297—364.

- GÜRICH, G., „Die Höttinger Brekzie am Geologenstollen bei Innsbruck.“ Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 72. Bd., 1920, Monatsber. S. 257—269. Berlin 1921.
- GUTZWILLER, A., „Die Gliederung der diluvialen Schotter in der Umgebung von Basel.“ Verh. d. Naturf. Ges. Basel, 23. Bd., 1912, S. 57—75.
- GUTZWILLER, A. und GREPPIN, ED., „Erläuterungen zur Geol. Karte von Basel, I Gempenplateau und unteres Birstal.“ Nr. 77 der Geol. Karte d. Schweiz, Zürich 1916.
- HÖFLE, J., „Bodenbildungen auf Frankendolomit und Albüberdeckung in der Umgebung von Kipfenberg.“ Mitteil. d. Geogr. Ges. München, 13, 1918, S. 15—54.
- HOHENSTEIN, V., „Die Löß- und Schwarzerdeböden Rheinhessens.“ Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrhein. Geol. Vereins, N. F. 9. Bd., 1920, S. 74—97 (I).
- —, „Die ostdeutsche Schwarzerde (Tschernosem) mit kurzen Bemerkungen über die ostdeutsche Braunerde.“ Internat. Mitt. f. Bodenkunde 1920 (II).
- HUG, J., „Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich und der angrenzenden Landschaften.“ Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, N. F., 15. Lief., Bern 1907.
- —, „Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel.“ Zeitschr. f. Gletscherkunde, 3. Bd., 1909, S. 214—219.
- KOEHNE, W., „Blatt Pasing Nr. 691 der Geol. Karte von Bayern 1:25 000.“ Geognost. Abteilung des Oberbergamts München, 1912.
- —, „Blatt Dachau Nr. 667.“ Desgl. 1912.
- — und MÜNICHSDORFER, F., „Blatt Mühldorf Nr. 676.“ Desgl. 1912/13.
- —, „Blatt Baierbrunn Nr. 713.“ Desgl. 1914, mit Erl. von W. KOEHNE u. H. NIKLAS.
- —, „Blatt Gaunting Nr. 712.“ Desgl. 1915, mit Erl. von W. KOEHNE u. H. NIKLAS.
- —, „Blatt Ampfing Nr. 675.“ Desgl. 1916, mit Erl. von W. KOEHNE u. H. NIKLAS.
- KRAUS, E., „Geologie des Gebiets zwischen Ortenburg und Vilshofen i. N. an der Donau.“ Geognost. Jahreshefte, München 1915.
- —, „Die Bodenkunde als Methode in der Morphologie.“ Petermanns Geogr. Mitteil. 1921, I.
- —, „Über Block- und Felsbildungen in Deutschland und ihre Bedeutung für die Erschließung des Vorzeitklimas.“ 1921, II.
- KRAUSE, E. H. L., „Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit.“ Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 62. Bd., 1910, S. 123—128.
- LANG, R., „Über die Bildung von Bodentypen.“ Geolog. Rundschau, 6. Bd., 1915, S. 242/263.
- —, „Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde.“ Schweizerbart, Stuttgart 1920.
- LEININGEN, GRAF W., „Beiträge zur Oberflächengeologie und Bodenkunde Istriens.“ Naturw. Zeitschr. f. Forst- u. Landwirtsch., 9. Jahrg. 1911, Heft 1 u. 2.
- —, „Entstehung und Eigenschaften der Roterde.“ Intern. Mitt. f. Bodenk. 1917, S. 39—65, 176—204.
- LUZ, A., „Laterit, seine Bedeutung im Lichte der Kolloidchemie.“ Kolloidzeitschrift, 14. Bd. 1914, H. 2.
- MENZEL, H., „Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit.“ Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 62. Bd., 1910, S. 199—267.
- MEYER, H. L. F., „Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands.“ Geol. Rundschau, 7. Bd., 1916, S. 193, besonders S. 227—230.
- MOJISISOVICS V., TRETZE, E. und BITTNER, A., „Grundlinien der Geologie von Bosnien-Herzegowina.“ Erl. z. geol. Übersichtskarte dieser Länder. Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt Wien, 30. Bd., 1880, S. 167.
- MOSCHELES, J., „Die Postglazialzeit in Skandinavien.“ Zeitschr. f. Gletscherkunde, 10. Bd., 1916/17, S. 177.
- MÜHLBERG, F., „Erläuterungen zur Geol. Karte der Umgebung von Aarau 1:25 000.“ Nr. 8 d. Geol. K. d. Schweiz. Aarau 1908.
- —, „Erläuterungen zur Geol. Karte des Hauensteingebiets (Waldenburg-Olten) 1:25 000.“ Nr. 73 der Geol. K. d. Schweiz. Zürich 1915.
- NIGGLI, P., „Erläuterungen zur Geol. Karte von Zofingen 1:25 000.“ Nr. 12 der Geol. K. d. Schweiz. Aarau 1913.
- NOSTITZ, A., VON, „Die Fruchtbarkeitsverhältnisse in verschiedenen Schichten eines Bodenprofils.“ Dissertation, Techn. Hochschule München 1914.
- DU PASQUIER, L., „Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz (außerhalb der inneren Moränenzone).“ Beitr. z. Geol. K. d. Schweiz. 31. Lief. 1891.
- PENCK, A., „Das Klima während der Eiszeit.“ Naturw. Wochenschr. N. F., 4. Bd., 1905, S. 593.
- —, und BRÜCKNER, ED., „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Leipzig 1909.
- PLANK, A., „Petrographische Studien über tertiäre Sandsteine und Quarzite.“ Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde, Naturw. Abt., 4. Bd., 1910, S. 5—43. Dissertation, Gießen.

- RAMANN, E., „Beziehungen zwischen Klima und dem Aufbau der Moore.“ Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 62. Bd., 1910, S. 136.
- —, „Bodenbildung und Bodeneinteilung (System der Böden).“ Berlin, J. Springer, 1918.
- SCHÖTTLER, W., „Der Vogelsberg.“ G. Westermann, Braunschweig 1920.
- SCHULZ, AUG., „Entwicklungsgeschichte der phanerogamen Pflanzendecke Mitteleuropas nördlich der Alpen.“ Stuttgart 1899.
- —, „Das Klima Deutschlands während der seit dem Beginn der Entwicklung der gegenwärtigen Phanerogamenflora und Pflanzendecke Deutschlands verflossenen Zeit.“ Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 62. Bd., 1910, S. 99.
- SCHWAGER, A., „Analysen von Gesteinen der Münchener Gegend und einiger anderer Gebietsteile.“ Geognost. Jahreshefte, München, 12. Bd., 1899, S. 130.
- SOERGEL, W., „Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen.“ Eine Gliederung und Altersbestimmung der Löss. G. Fischer, Jena 1919.
- STOLL, O., „Xerothermische Relikte in der Schweizerischen Fauna der Wirbellosen.“ Festschrift der Geogr.-ethnogr. Ges. in Zürich 1901, S. 145 (cit. nach PENCK-BRÜCKNER 1909 S. 637).
- STOLLER, J., „Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zu dem nacheiszeitlichen Klima.“ Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 62. Bd., 1910, S. 163.
- STEINMANN, G., „Die Eiszeit und der vorgeschichtliche Mensch.“ Aus Natur- und Geisteswelt Nr. 302, 2. Aufl., Teubner 1917.
- STREME, H., „Die Bedeutung der klimatischen Bodentypen in Deutschland.“ Brankafestschrift 1914 (Borinträger, Berlin).
- —, „Laterit und Terra rossa als illuviale Horizonte humoser Waldböden.“ Geolog. Rundschau, 5. Bd., 1914, S. 480—499.
- TAMM, O., „Bodenstudien in der nordschwedischen Nadelwaldregion.“ Meddel. från statens skogs försöksanstalt. H. 17, 3. Stockholm 1920. Schwedisch mit deutscher Zusammenfassung.
- TUÓCAN, FR., „Terra rossa, deren Natur und Entstehung.“ N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 34, 1912, S. 401—430.
- WALTHER, J., „Lithogenesis der Gegenwart.“ Teil III von „Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft.“ G. Fischer, Jena 1893/94.
- —, „Über den Laterit in Westaustralien.“ Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 67. Bd., 1915. M.-Ber. S. 113.
- —, „Das geologische Alter und die Bildung des Laterits.“ Peterm. Mitteil. 1916. H. 1 u. 2.
- WEBER, C. A., „Was lehrt der Aufbau der Moore Norddeutschlands über den Wechsel des Klimas in postglazialer Zeit?“ Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 62. Bd., 1910, S. 143—162.
- WEBER, H. A., „Über spät- und postglaziale lakustrine und fluviatile Ablagerungen in der Wyhriener Niederung bei Lobstädt und Borna und die Chronologie der Postglazialzeit Mitteleuropas.“ Abh. Nat. Ver. Bremen, 29. Bd., 1918, H. 1.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
Einleitung	169
Vorkommen und Lagerung des Blutlehms	169—177
a) In Oberbayern	170—171
b) Im Oberelsaß	171—172
c) Blutlehm auf jüngeren Erosionsterrassen. Verbreitung solcher Terrassen	172—177
Die Zusammensetzung des Blutlehms	177—192
1. Merkmale für Roterde	177—180
2. Arbeitsvorgang	180—181
3. Versuchsmaterial	181
4. Versuchsergebnisse	181—192
Färbungen	181—182
Ergebnis der mechanischen Analyse	182
Ergebnis der chemischen Bestimmungen	183
Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung der einzelnen Korngrößen	183—184
Kritik der Ergebnisse und Vergleiche mit anderen Böden	184—192
Liste der verglichenen Böden	184
Niederterrassen- und Hochterrassen-Blutlehm	192—194
Beziehungen zwischen den Böden der Niederterrasse und jüngerer Schotterterrassen	194—197
1. In Oberbayern	194—196
2. Im Oberelsaß	196—197
Die Umbildung der Blutlehme	197—200
a) Ihre ursprüngliche Beschaffenheit	197—198
b) Wie hat sich diese Umbildung vollzogen?	198—200
Blutlehm auf anderem Kalkgestein in Süddeutschland	200—202
Bodenkundliche Folgerungen	202—204
Zusammenfassung	204
Folgerungen für das Klima der Vorzeit	204—218
1. Das postglaziale Klimaoptimum	204—208
a) Schlüsse aus dem Blutlehm	204—206
b) Andere Anzeichen für das postglaziale Klimaoptimum	206—208
2. Die postglazialen Temperaturschwankungen	208—218
Einordnung in andere Beobachtungen	211—212
Die Klimakurve	212—215
Kritische Bemerkungen	215—217
Zusammenfassung	217—218
Literatur	219—221

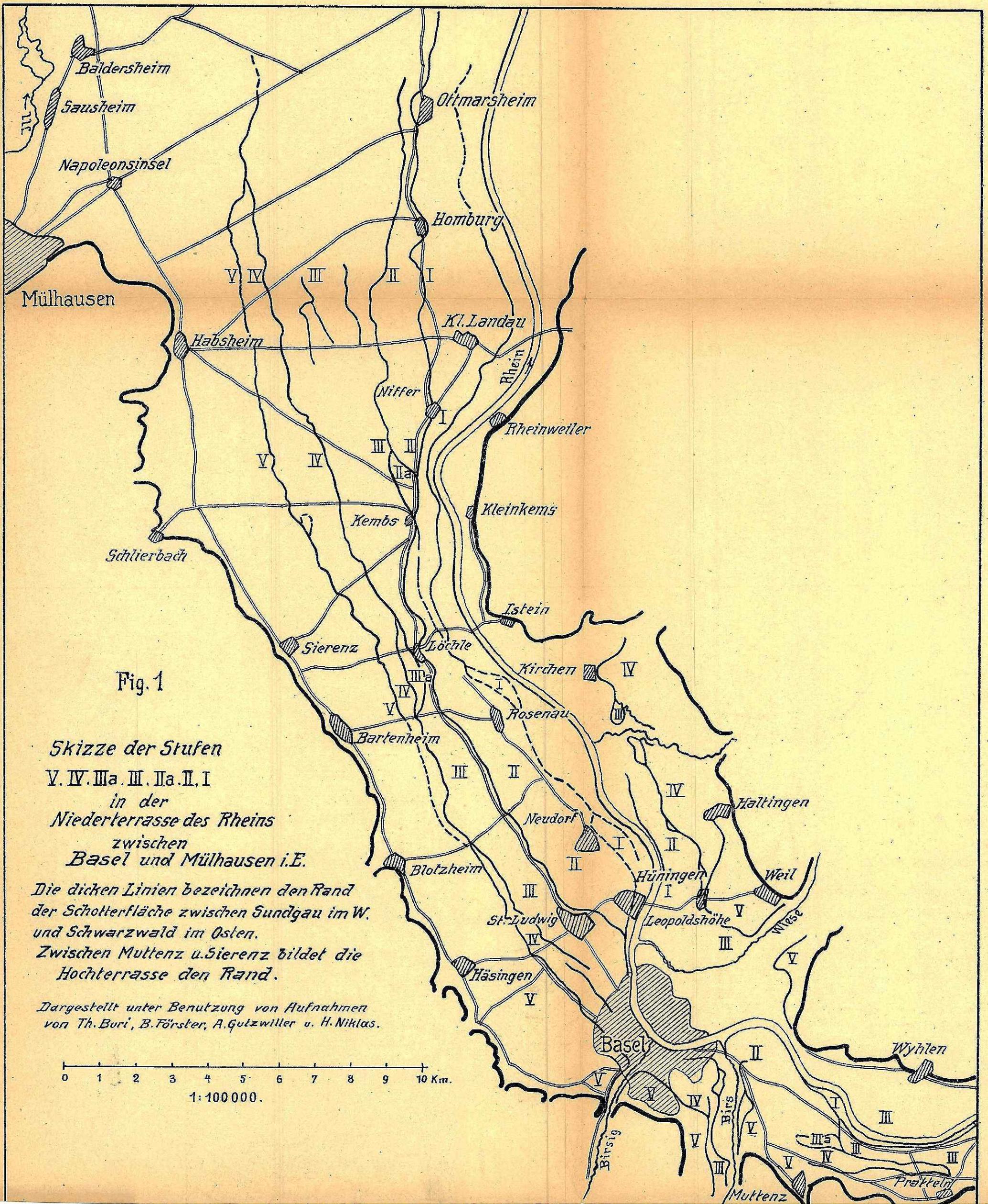


Fig. 1

Skizze der Stufen

V. IV. IIIa. III. IIa. II. I

*in der
Niederterrasse des Rheins
zwischen
Basel und Mühlhausen i.E.*

*Die dicken Linien bezeichnen den Rand
der Schotterfläche zwischen Sundgau im W.
und Schwarzwald im Osten.*

*Zwischen Muttenz u. Sierenz bildet die
Hochterrasse den Rand.*

*Dargestellt unter Benutzung von Aufnahmen
von Th. Buri, B. Förster, A. Gutzwiller u. H. Niklas.*

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km.

1:100 000.

Nachträge zur Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf.

II. Teil.

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit 1 Tafel und 3 Abbildungen.)

Ein queres Profil aus dem Bergbau bei Achtal.

Vor dreißig Jahren konnte ich aus Zufälligkeiten der Zugänglichkeit des alten Bergbaus nur den vorderen in Betrieb stehenden Teil der Flöze besichtigen; im Jahre 1918 habe ich als Gutachter bei der Übernahme des Achtaler Bergbaus durch den Staat auch freiere Gelegenheit gehabt, ältere Stollenaufschlüsse anzusehen; vorzüglich war mir der „liegende Querschlag“ 1 vom östlichen Teil des Christophsflözes V/VII von Wichtigkeit, um eine Unsicherheit bezüglich des sogen. Schmalen Flözes (VII) und hiermit auch der Lage des Jobstenbruches zu lösen bzw. zu entscheiden, ob die dort angedeuteten Flöze dem Sigmund- und Josepshflöz oder dem Christoph- und Schmalen Flöze angehören, wie dies l. c. 1895 S. 38 im Profil dargestellt ist. Auf die zwei Möglichkeiten, die damals nicht zu lösen waren, habe ich in dem großen Absatz l. c. S. 42 aufmerksam gemacht. — Vgl. die Flözübersichtstafel.

Das Profil konnte nur in großen Zügen aufgenommen werden; ich vereinige hiermit die Aufschlüsse im Hangenden des Christophsflözes (V).

Den südlichsten und hangendsten Teil bilden überall die grauen, bisweilen unten schwarzgrauen, nur selten sehr feinsandigen Stockletten, klotzige Mergel (oft überreich an Globigerinen), welche etwa 100 m höher ein Granitmarmorflöz enthalten. Unten führen die Stockletten öfters Glaukonit in Zunahme nach unten und Kohleneinschlüsse, welche mehr als verkohltes Holz denn als Kohlengeröll zu betrachten sind. Darunter folgt außerordentlich glaukonitreich ein versteinungsreicher sandiger Mergel mit vielen Petrefakten, meist Zweischaler und Schnecken (Aragonitschaler alle ohne Schalenerhaltung), welche meist mit Phosphorit erfüllt sind, die Korallenskelette wurden selbst in Phosphorit umgewandelt; die Schicht wird nach unten mit Abnahme des Glaukonitgehalts hart kalkig und enthält viele Kalzitschaler (Stufengangl der Bergleute, vgl. S. 234). Unter dieser Schicht kommt schon eine Erzkörnchen-führende sandige Schicht von etwa 2 m, welche neben Nummuliten auch noch phosphoritisierte Fossilien enthält und gelegentlich auch größere Quarz- etc. Gerölle führt.¹⁾ Darunter folgt das Schwarzflöz, öfters mit

¹⁾ Hier fand sich im Hangenden des Christophsflözes neben kalkigen alpinoiden Geschieben z. B. ein kleinkinderfaustgroßes glimmerreiches Gneisgeröll, welches ebenso gut aus den Gneisen der Gegend von Passau stammen könnte.

einem sandigen Mittel, mit braunschwarzen Erzkörnchen, zurücktretenden Sandbeimengungen, vielen kalkigen Orbitoiden und anderen hauptsächlich vererzten und mit Erz umkrusteten, oft bruchstückartigen kleinen und mittleren Nummuliten und Orbitoiden; das Erzflöz hat im Höchstmaß 2 m, führt aber oft ein sandiges unbauwürdiges Mittel und geht nach unten in einen an Erz abnehmenden, mehr und weniger kalkig gebundenen Sandstein über 3—4 m (hierüber vgl. noch unten S. 225). — Wir stehen nun am Eingang zum liegenden Querschlag 1.; hier sind die liegenden Sandsteine neben einer steilstehenden Kluft mit wagrechten Schubstreifen auch mit Klüften und Kalkspatharnischen mit verschiedenartig einfallenden Schubstreifen durchsetzt.

Ein ausgemauerter Raum von ungefähr 21 m verdeckt die tonig-sandigen „Mittel“schichten, welche z. B. im Jobstenbruch (vgl. l. c. 1895 S. 40, 10 und 11) sichtbar waren. — Darunter folgt die Region der roten Kalksandsteine, in welcher ein oberer streichender Abbauraum von 1,5 m auf kurze Strecke verfolgt ist, der einem roten Erzzug nachging. Drei Meter tiefer ist eine versteinungsreiche Einlagerung in dem sandigen roten Kalkstein und gegen ein zweites tieferes Rotflöz, das bei 16 m vom oberen eine Strecke weit mit 2 m Breite abgebaut wurde, zeigt sich eine Zone mit Riesenaustern- und -Echiniden (vgl. hierzu l. c. 1895 S. 32 Nr. 3 und S. 37 vierter Absatz). Unter diesem nicht weit im Streichen verfolgten Flöz reihen sich 8 m rote Kalksandsteine an, dann kommen 3 m mit dunklen Eisenoolithkörnern sich anreichernde schwärzliche Sandsteine bis zu einem erneuten Flözabbau, dem sogen. „Schmalen“ Flöz VII; es ist aber nun ein Schwarzflöz mit 2 m Aushub, welcher noch 3—4 m erzarmes sandiges Liegendes hat, in welchem größere Quarzkörner auffällig sind. — Die letzten Schichten entsprechen den im Jobstenbruch-Profil zwischen 4) und 9) aufgeführten Schichten, von welchen 7) wohl dem Schmalen Flöz entspricht, das im Jobstenbruch auch beinahe als „Erzflöz“ erkenntlich ist, wenn man es unter Tag gesehen hat. Das Schmale Flöz ist also nicht mit einem der roten Flöze zu identifizieren, deren Erzzüge im roten Jobstenbruch, dessen Kalksteinabbau seit 1892 fast durch die ganze Mächtigkeit fortbetrieben wurde, jetzt auch erkennbar sind. Bei diesem Betrieb sind auch die schwarzen Mergel der Mittelschichten mit ihrem Versteinungsreichtum (vgl. l. c. 1895 S. 45) ganz verschwunden, sie scheinen in der Richtung auf den Jobstenbruch auszukeilen. — Im Liegenden der erzführenden Sandsteine zeigen sich nun in allmählichem Übergange die schwärzlichen, sehr feinsandigen, tonigen, mürben, zum Teil plattigen Sandschichten, welche zunächst versteinungsfrei sind und nur vereinzelte Schwefelkiesknollen enthalten; der Stollen ist im Bereich dieser Schichten nicht gesichert und da er auf 90 m keine neuen Erzanbrüche brachte, in Verfall geraten; es sind die Schichten der „Grenzsandsteine“, welche auch am Jobstenbruch noch deutlich sind (l. c. S. 1895 S. 39).

Vom Christophsstollen konnte man durch den noch zur Not begehbaren Marienschacht (unter einem Winkel von 40° im Felsen aufwärts gebrochen) in den 31 m höheren Marienstollen gelangen, der 40 m südlich in höherer Teufe das schwarze Marienflöz VII¹ in seinem eignen Haken von außen erreichte; hier sind die gleichen Schichten noch zur Not erkennbar, das schwarze Schmale Flöz ist deutlich und zum Schluß hat man wieder die sandigen Tone etc. der Grenzsandsteine nach der nördlichen Stollenmündung zu.

Zur Region des Schmalen Flözes rechne ich noch die an Erz verhältnismäßig reichen Sandsteine, welche bei einem Hausbau weiter östlich an der Neukirchener Straße angebrochen würden. Auch ist mir jetzt kein Zweifel, daß das Fluchtgangl-

flöz II dem Schmalen Flöz entspricht und zum regelmäßigen Liegenden des Ulrichflözes I gehört.

Im Profil der Grenzsandsteine sind im tieferen Liegenden des Jobstenbruchs noch Lithothamnien festgestellt. Hierher gehört die glaukonitreiche Versteinerungszone im Ludwigsquerschlag, die Fauna im Liegenden des Mauerschurfes l. c. 1895 S. 84, die Steingrabenfauna l. c. 1895 S. 82, die Grünsandfauna im Weitwieser Querschlag und vielleicht auch die des Grünsand-Mergels, welche ich vorläufig mit nicht genauer bestimmbareren Arten zur obersten Kreide rechnete (vgl. l. c. 1895 S. 9) und als eine Fazies der Hachauer Schichten ansah, später davon trennte l. c. S. 88).

Bewegungsrichtungen der Schollen in den Bergbau-Aufschlüssen.

Das Bergwerk wird von Achtal aus in dem 2 km langen Erbstollen erreicht; eine höhere Sohle ist die Christophsstollen-Sohle, ungefähr 50 m höher, welche im Achtal näher nach Neukirchen zu liegt, aber nicht mehr von außen zu befahren ist. Bei 880 m, ungefähr 60 m unter der Oberfläche, ist im Erbstollen eine diluviale, zentralalpine Geschiebe führende Nagelfluh angefahren, bei etwa 1500 m durchbricht Stockletten mit Granitmarmor die Stollenwand mit südöstlichem Einfallen. Der Stollen erreicht das Schwarze Ulrichflöz I von der Ostseite her unter einem Winkel von 56° ; im höheren Christophstollen ist das Flöz noch weiter nach Osten verfolgt bis zu einer „Sandsteinwand“, an welcher es querschief abgeschnitten ist. In der Erbstollensohle sind links vom Stolleneingang die Klüfte zu beobachten, von welchen eine mit 53° nach Osten einfällt und dahin einfallende Streifen hat; bis etwa 60 m treten mehrere gegen Westen einfallende Querblätter mit fast horizontalen Schubstreifen auf, doch sind auch einzelne streichende Klüfte mit schwach nach Nordwesten geneigten Schubstreifen zu beobachten; bei 150 m tritt auf längere Strecke hin eine steil streichende Kluft mit vertikalen Schubstreifen auf; darauf folgende, etwas schiefgestellte Querblätter haben meist liegende tangentielle Streifen. Am Ulrichshaken setzt das Flöz zunächst gegen glaukonitische Mergel ab; eine schief quer abschneidende, nach O. einfallende Bruchfläche hat aber nunmehr völlig streichende Richtung mit horizontalen Streifen, jedoch zeigen sich auch dicht daneben Schubflächen mit vertikalen Streifen. Der Stollen, der bis jetzt in der Sohle des ausgebauten Flözes verlief, geht nun gradlinig nach dem nächsten Flözraum durch die verschobenen Stockletten, welche gegen den damit einbrechenden Gebirgsdruck abgezimmert sind; er mündet im Hangenden des Knappenhaus-Flözes IV (glaukonitischer Mergel) aus; hier fällt zuerst eine steile streichende Kluft mit vertikalen Striemen auf; im Beginn des Flözkörpers selbst ist eine streichende Kluft mit horizontalen Streifen zu vermerken; dann treten schuppige quere Blätter mit horizontalen Striemen auf.

Beim Beginn des tektonisch abgetrennten Marienflözes IV¹ sind Schubflächen mit wagrechten und senkrechten Streifen sichtbar; dicht daneben auch eine streichende Schubkluft mit wagrechten Streifen; am Ende des Flözshakens ist das gleiche zu beobachten, daneben auch eine senkrecht daraufstehende Kluft mit von Süden aufsteigenden Striemen. Vom Marienflöz ins Christophsflöz V geht in einer ähnlichen Entfernung der Stollen durch tektonisch eingezwängte Stockletten, welche an einzelnen Aufschlüssen auffällige Kohlenstücke bis zur Handgröße einschließen. Querblätter im Christophsflöz streichen nach Westen und fallen nach Norden; bei etwa 80 m fällt ein senkrecht Querblatt mit senkrechten Streifen auf, desgleichen bei 116 m; am Eingang zum „liegenden Querschlag“ (S. 224) sind senkrechte Schubflächen sichtbar mit horizontalen aber auch verschieden stark geneigten Streifen.

Es ergibt so die Übersicht über die Bewegungen die Tatsache, daß an den einzelnen Flözenden Anzeichen stärkerer Lagerungsstörungen vorhanden sind, welche nicht ausgeschlossen sein lassen, daß die Flöztrümmer voneinander abbrachen und jedes westliche Vorderende südlich vor dem östlichen Hinterende des westlich folgenden Trums annähernd streichend und in Longitudinalbewegung eine Strecke weit vorbeigeschoben worden ist; hierbei hat das vorgeschickte Westende bald eine entschiedene Stauung erfahren und die weiter wirkende Ursache der Longitudinalbewegung ließ das Flöz hakenwerfend nach Süden ausweichen, als ob hier geringere Widerstände wirkten; diese Südbewegung scheint sich mit Aufwärtsbewegungen zu vereinen, als der einzigen Möglichkeit nach der Seite geringeren Drucks auszuweichen.

Ein Tagaufschluß ist hier kurz einzuschließen; an dem Nordostende des Christophsflözes ist eine Pinge eingebrochen, in welcher die tieferen Kalkschichten der roten Erzregion des Marienflözes neben das Schwarzflöz (Christophsflöz) mit seinem hangenden glaukonitischen Petrefakten-Sandsteinmergel noch mit Stockletten im südlichen Anschluß abgesetzt ist. Die roten Kalksandsteine sind an senkrechter Schubfläche nördlich vom Flözeinbruch horizontal gestriemt; an schief liegenden Schubflächen im Hangenden des Flözes sind die Stockletten in verschiedenen Richtungen ausweichend an der Bewegungskluft senkrecht nach oben und außen in offenbar keilförmig nach unten auslaufenden Schollenteilen hinausgequetscht.

Die Hakenbildungen der Flöze.

Eine schon lange auffällige Feststellung im Eisensteinbergbau am Kressenberg und bei Achtal ist die Hakenbildung. Von einem Bilde, welches wir von ähnlichen Entstehungen im kleinen Maßstab z. B. aus dem pfälzischen Tertiär gegeben haben (vgl. Fig. S. 288), weicht der Hakenwurf dadurch ab, daß er erstens völlig einseitig an dem Westende der Flözteile liegt, daß an dem Haken eine völlige Trennung derselben stattgefunden hatte und daß z. B. auch der große Maxhaken VIII nach allen Seiten seiner Rundung, nach Norden, Westen und Süden einfällt, d. h. die verschiedenen Sohlen des Abbaus nach der Teufe zu einen größeren Krümmungsradius erhalten (VIII vergr.). Es beweist das sowohl, daß die Hakenbildung bei schon aufgerichteten Schichtsystemen stattgefunden hat, als daß die seitliche Schubwirkung, welche ein Flözstück eine Strecke weit südlich vor das andere geschoben hat, eine streichende, longitudinale gewesen sein muß. Man kann hier alle Formen der Hakenbildung beobachten, einen einfachen Haken am Westende des Ulrichflözes I, einen Haken mit Ablösung eines westlichen Stückes IV¹ mit geringer Vorrückung des anschließenden Westbruchendes über das abgelöste westliche Stück beim Knappenhäusflöz, welche die Entstehungsart sämtlicher Flözstücke aus einem einzigen Flözzug widerspiegelt. Eine ähnliche noch etwas gesteigerte Hakenbildung mit Ablösung am Westende des Christophsflözes ist am Maria-Empfängnis-Haken VI mit einer S-förmigen Verdrehung des Ablösungsstückes in der Enge zwischen Christophs- V und Sigmundflöz VIII, und endlich ist der große Maxhaken VIII zu beobachten, dessen Genickstelle östlich vom Hakenkopf (VIII vergr.) durch eine ganz steile Neigung des Flözes sich kennzeichnet; am Westende des Ferdinand-Emanuelflözes IX deutet sich vor den Vertauben des Flözes eine Abbruchstelle an. Ebenso kann man in den Trauntälern das abweichende Streichen der Schichten im „Hachauer Grabengebiet“ und das Trum des Nummulitensandsteins bei Eisenärzt u. a. als abgelöstes Hakenstück einer seitlichen, streichenden Schubwirkung betrachten.

Wenn wir nun die Gestaltung des Max-Hakens etc. durch eine starke Hemmung der streichenden Vorwärtsbewegung am Westrande des Zugs erklären, so ist die Lage des rückwärtigen Flözteils nur dadurch zu verstehen, daß derselbe gleichzeitig mit der Hakenbiegung auch eine Vorrückung nach Süden zu durchgemacht hat; dies gilt auch für alle übrigen mit Haken versehenen Flözteile, welche selbst wieder sich von Süden her den westlichen Abbruchstücken vorlagern und bei dieser Verengerung der Raumeinnahme der Gesamtmasse auch eine steilere Stellung annehmen. Die Gesamtbewegungen nach Südwesten und die Verschiebung auf der Südseite lassen sich auch nur dadurch verstehen, daß hier die geringer belastete tektonische und stratigraphische Hangendseite ist, deren Masse leichter ausweichen konnte. Es ist auch wahrscheinlich, daß das Stockletten-Hangende nie mehr von noch höheren Formationsgliedern belastet war.

Ich darf hierbei daran erinnern, daß an den spitzwinkligen Bruchstellen der verschiedenen Flöztrümmer im Bergbauinnern auch neben den streichenden Schubstriemen stets auch steile Schubflächen mit Vertikalbewegungs-Anzeichen zu beobachten sind.

Auch im äußersten Westrand der Verbreitung unserer Nummulitenkalke bei Bergen sind vom Streichen der Schichten und der Molassegrenze spitzwinklig nach Süden ziehende longitudinale Störungen bemerkbar, welche sich so deuten lassen, daß auch hier noch eine südliche Verschiebung auf der tektonischen und stratigraphischen Hangendseite der westlichen Schollentrümmer von ONO. her stattgefunden habe.

Diese Hakenbildungen treten nicht nur in den tieferen Nummulitenkalken dieses Gebietes auf, sondern auch in den Granitmarmorbänken der jenen hangend nachfolgenden Stockletten, so z. B. an der Rollbrücke zwischen Achtal und Neukirchen und im Riedlbach unterhalb des Zusammenflusses mit dem Steinbach; besonders an ersterer war vor der Verbauung in einer Liegendbank des Granitmarmors ein deutlicher Rundhaken und westlich anschließend ein zertrümmerter kleiner Doppelhaken mit zum Teil quergestellten Bruchstücken zu sehen, ähnlich die Umbiegung der schuppig zusammengeschobenen Schichten am linken Ufer der roten Traun bei Hachau. Ich sehe dies ebenso als eine Folge solcher longitudinaler Schubwirkungen und ihrer Stauung am Vorderende der Schubbruchstücke an.

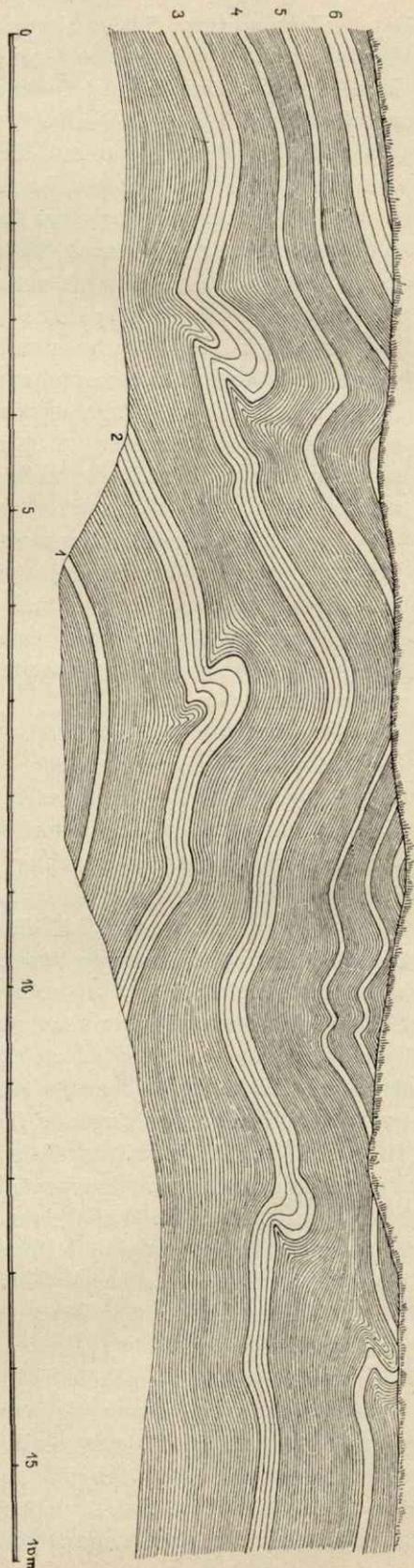
Wenn also in diesem Gebiete eine der Verdoppelung der Flyschzone bei Teisendorf (vgl. I. Teil Geogn. Jahresh. 1920 S. 211) und der Vorrückungsstufe der Trias bei Salzburg zusammenhängende Zone streichender Verschiebungen nach SW. auffällig sind, so ist hiermit durchaus unzusammenhängend die Vorbiegung des kalkalpinen Triasrandes von Reichenhall-Inzell nach dem Chiemsee zu, welcher Vorbiegung nach NW. eine ähnliche vom Inntal her nach NO. entspricht; mit dieser Vorrückung hält sich aber nicht die Molassegrenze gleich gerichtet, auch nicht die eozänen und kretazischen streichenden Schublinien; daher kommt es, daß die Kreide- und Nummulitenschichten über Bergen hinaus verschwinden und der Flysch auf eine ganz geringe nordsüdliche Breite vermindert wird, was erst W. vom Inntal zu sich wieder ändert. — Ich habe die Überzeugung, daß hier keilförmige Schollenstücke beider verminderten Formationsgruppen nach dem Hangenden emporgepreßt wurden und am Kalkalpenrand der Abtragung anheimfielen; ich zweifle nicht, daß auch hier longitudinale Bewegungen mit im Spiele waren. Ich möchte für diese fast streichenden Bewegungen nicht einen eigenen, von dem Südnordschub der Alpen wesentlich abgesetzten Vorgang annehmen, sondern glaube

nur, daß sie die letzten zugleich nach dem Hangenden emporgerichteten Ausgleichs- und Ausweichbewegungen längs fester tektonischer Grenzflächen, hier der Molasse-Südgrenze darstellen.

Über konvergierende Richtung der Blattverschiebungen im Kressenberggebiet und anderwärts.

In dem einen meiner erwähnten Vorträge in der Geolog. Vereinigung in München 1894 habe ich die damals auch Prof. AUG. ROTHPLETZ fesselnde Tatsache zur Sprache gebracht, daß im Eisenerzflözgebiet vom Kressenberg und Achtal die Blattverschiebungen derart in Winkelstellung geordnet sind, daß die nach dem tektonisch und stratigraphisch Hangenden im Süden am weitesten vorgelegenen Flözteile gegen die nach dem Liegenden zurückgesetzten durch Blattverschiebungsflächen getrennt sind, welche in Winkelstellung stehen und ihren Scheitel im Liegenden besitzen; d. h. eine Verstellung von Flözteilen nach Südwesten hat eine SW.—NO. gerichtete Verschiebung zur Begleitung; es ist dies am Ulrichflöz, am Knappenhausflöz, zwischen dem Christophsflöz und Maria Empfängnis, zwischen dem Sigmund- und Max Josefsflözabschnitt des großen Hakenzugs deutlich (vgl. hierzu Übersicht *). Ich habe bezüglich dieser durch den Bergbau messungsmäßig festgelegten Gesetzmäßigkeit in der Abhandlung von Dr. H. KRAUSS, Geolog. Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck (Geogn. Jahresh. 1913 S. 140) eine kurze Übersicht über ihr sonstiges verbreitetes Vorkommen zwischen Reichenhall und dem Bürgenstock in der Schweiz hier nach BUXTORF gegeben und füge hier noch das Bild der gleichen Erscheinung aus dem Peißenberger Bergbau S. 230 an. — Es gilt nun, aus dem Kressenberggebiet eine annehmbare Erklärung für diese Merkwürdigkeit zu schaffen.

Ich greife zurück auf eine Beobachtung in dem Tertiär der Rheinpfalz, deren nebenstehendes Bild ich aus den Erläuterungen zu Blatt Donnersberg hier wiedergebe; es handelt sich hierbei um die Folge einer von zwei Verwerfungsflächen ausgeübten seitlichen Druckwirkung auf einen wagrechten Schichtenkomplex, der aus



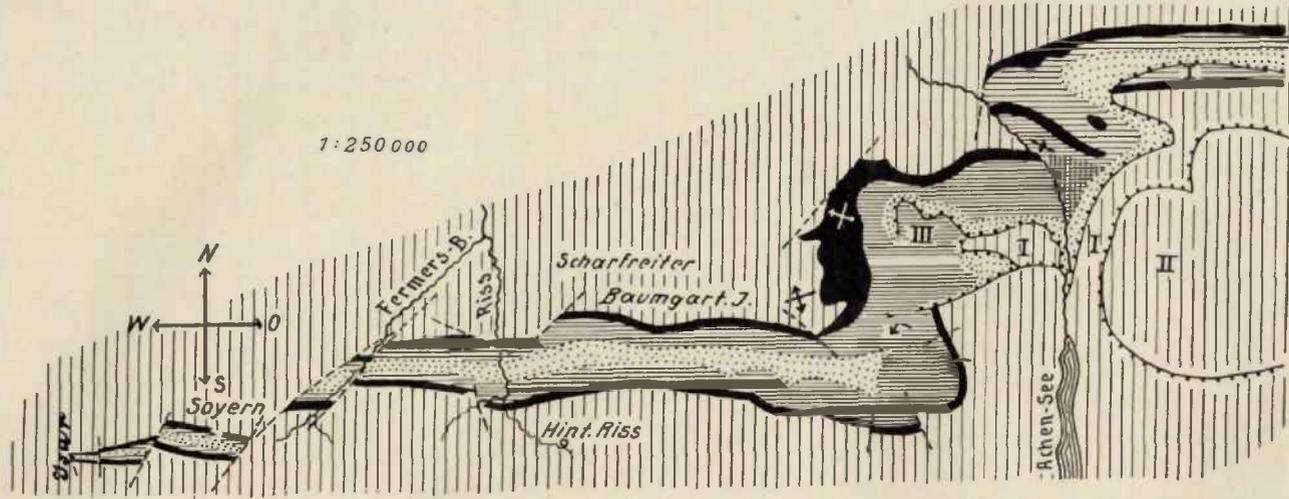
einem Wechsel von spröden und biegsamen Verbänden besteht; Druckwirkungen auf letztere verteilen sich reichlich in der unmittelbaren Nähe der Druckfläche und lassen entfernter davon wenig mehr bemerken; Druckwirkungen auf spröde und starre Schichten äußern sich aber nur an einzelnen Stellen einer etwas größeren Bruch- oder Biegungsfähigkeit; während ein Teil des Seitendrucks bei ersteren sich in einer größeren Anzahl kleinerer einzelner Fältelungen zunächst der Druckfläche erschöpft und nur flache Biegungen in dickeren Verbänden in größeren Entfernungen auftreten, widerstehen spröde Schichten den Kleinverbiegungen und biegen sich nur in weiteren Spannungsbogen; sie sind mehr die Fernleiter des seitlichen Druckes. Dies äußert sich hier in nach zwei Seiten gerichteten Überfaltungen, in deren unmittelbaren Nähe sich die Schiefer ausgleichend verhalten, etwas weiter entfernt aber mehr und mehr den Verbiegungen widerstehen und daher beschränkend auf die Bewegungen der fernleitenden spröden Schicht wirken, welche sich von der Unterlage abhebt, nach dem Hangenden sich emporwölbt und sogar überkippt. (Vgl. Erklärung der Abbildungen.)

In ganz gleicher Weise habe ich in Geogn. Jahresh. X. Jahrg. 1897 Profiltafel II Fig. 4 mir das Hangende der Flözregion nach den vorhandenen Aufschlüssen in ihrem Süden (Hangenden) vorgestellt. Die spröden, die Bewegungen fernleitenden Schichten sind hier die Flözkörper und die beigesellten mächtigen und festen Kalke; sie zerbrechen, die Bruchstücke schieben sich aneinander vorbei, sie werden unter Brüchen verbogen; das Hangende, der Stockletten, bildet den ausgleichenden Zusammenhalt, wodurch von den Vor- und Aufbiegungshöhepunkten durch Druck nach den Seiten und ins Liegende — wo ja auch Raumverminderungen stattfanden — auch nach dem Liegenden, d. i. tangential von den Flexurstellen nach unten, auseinanderstrahlende Sprünge entstehen; diese konvergierenden Sprünge sind in Brüchen ausgelöste Flexurspannungen in spröden, von biegsamen Schichtverbänden begleiteten Schichtzügen.¹⁾ Daß es sich bei diesen zu der Gewalt der Alpenfaltung oft in keinem Verhältnis stehenden Verschiebungen nicht nur um Dehnungsvorgänge bei der Vorwälzung von Schubdecken handelt, das geht daraus hervor, daß sie, wie z. B. nördlich vom Karwendelgebirg in der Jura-Neocommulde und in der Leutascher Jura-Neocommulde (vgl. Geogn. Jahresh. 1910) im Wettersteingebirge, an Stellen auftreten, wo eine solche bogige, nach Norden oder Süden gerichtete sich vorbeigende „Dehnung“ zwischen mächtigem spröden Dolomit- und Kalkmassiven gar nicht eintreten konnte. Daß sie aber so häufig eindeutig gesetzmäßig sich in der oben angeführten Richtungs- und Verschiebungsform äußert, das kommt daher, weil infolge der überkippten Alpenfaltung die normaler gelegenen, weniger gestörten Hangendverbände der Faltungszüge nach Süden einfallen.

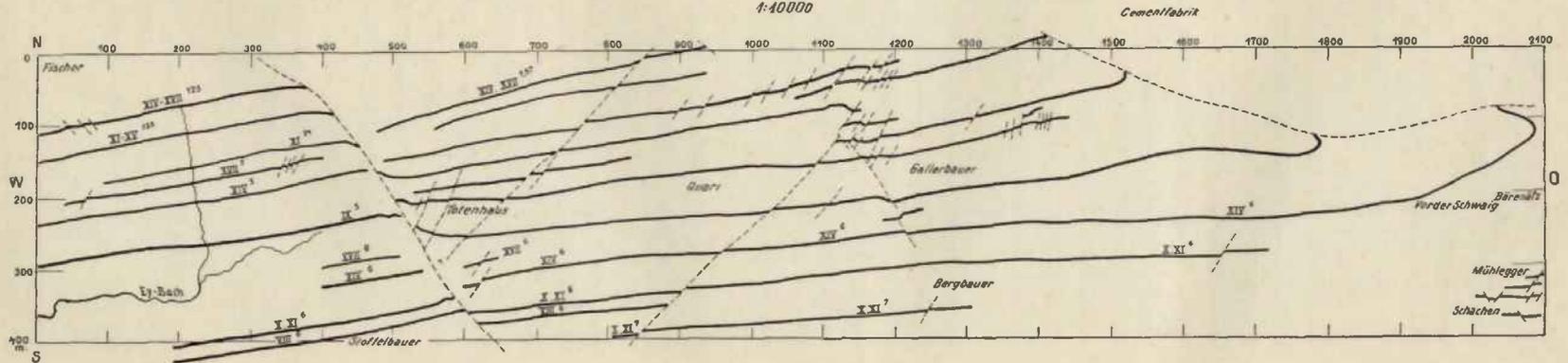
Wir müssen uns bei der Deutung alpiner Bewegungsvorgänge an die Vorstellung mehr gewöhnen, daß die südnördliche Vorwärtsbewegung stets an entgegenstehenden Hindernissen gestaut wird, seitlich aufwärts und dabei auch nordsüdlich rückwärts ebenso wie ostwestlich und westöstlich Längsschub-artig aufsteigen muß.

¹⁾ Ein flacher Gesteinsbogen kann bei etwas plastischerem Zustand in einer Anzahl stufenartiger, schiefer, in der Verbiegungsrichtung konvergierender Flexuren sich vorwölbind, bei etwas spröderem Verhalten in Brüchen vorspringend gedacht werden, welche die Richtung von Tangenten an den angenommenen Flexuren besitzen; die Vorrückung erfolgt im Zusammenhalt mit dem plastischen Hangenden und Liegenden in der spröden Schicht in einzelnen Bruchstücken. Im Höhepunkt der Vorbiegung werden die plastischen Schichten beiseite gedrängt und erzeugen einen Druck nach der entgegengesetzten Seite, der Bewegungen erzeugt, sobald Raum dazu da ist und dahin, wo Raum ist.

Tektonik der Jura-Neocommulde im Karwendelgebirge.



Tektonik des östlichen Abbauggebietes vom Peissenberg
1:40000



Hiebei werden je nachdem große Längen und auch große Höhen erreicht. Man braucht nur z. B. an das allmähliche Aufsteigen der großen Trias-Jura-Hauptmulde vom Achensee zur Zugspitzhöhenlage zu denken; sie steigt in nach SW. gerichteten Schubklüften nach W. und WSW. empor; die südlich benachbarte eingeklemmte Trias-Neocomscholle bewegt sich auch in einer Teilüberschiebung nach S. und nach W. und bildet unter Zertrümmerung in nach SW. gerichteten Schubklüften an einer Hemmstelle zwischen Gatterl und Pestkapelle einen Haken. Ohne Ablösung der spröden Schichtmasse und ohne Eigenbewegung auf ihrer Unterlage ist etwas Derartiges ebensowenig zu denken, wie ohne die durch Beobachtung zu sichernde Annahme, daß erstens die hangende plastische Masse, welche sich in weitem Bogen mitwölbt, einen zusammenhaltenden Rückdruck auf die Kopf-Auftreibungen ausübt und daß zweitens diese Aufwölbungen nur möglich sind unter Zerschleißung und Zerreißung der nachbarlichsten Schieferschichten, welche (Bild S. 228) trotzdem in den spitzen oder stumpfen Winkeln der Köpfe unter Druck von oben möglichst zurückgehalten und eng angepreßt werden, d. h. gegen die auf- und vorwärts vordringenden Bewegungen solche nach unten und rückwärts wirkende eintreten lassen.

Der nordöstlich vom Kressenberg nach Achtal—Oberteisendorf gelegene Nummulitenkalkzug.

Die Behandlung dieses l. c. 1895 S. 26—31 besprochenen Zugs bedarf noch einiger Ergänzungen; er ist gegen das Flözgebiet in einem Richtungsverlauf abgesetzt, daß er mit seinem Hangenden, den Stockletten mit Granitmarmor, sich südwestlich vorzuschieben scheint — in diesen wurde eine Hakenbiegung beobachtet (S. 227) —, während in seinem nordöstlichen Verlauf eine Unterbrechung zwischen Hof, Sprung und Bach vorliegt, welche ihn nach der Verwerfungsrichtung, entsprechend dem oben besprochenen Gesetz, von dem westlichen Bruchstück nach NO. wegzuschieben scheint.

Wir haben in diesem aufragenden Zug eine etwas andere Ausbildungsart der Kalksandsteinfazies, die wir die Eisenärzter genannt haben; sie ist indessen nicht ohne Erz und es bedarf hierzu noch einige Feststellungen. Unter schmalem kleinem von Moränen und Diluvium nicht bedeckten Rest von Stockletten zeigt sich am Bruch bei Vorderleiten 1. eine obere feste Lage als hellgelblich brauner ruppiger Kalk mit Assilinen, etwa 1,5 m; 2. sandiger, etwas eisenschüssiger schwach glaukonitischer Kalk mit vielen kleinen Nummuliten und mit *Num. perforatus*, sonst fossilarm, etwa 1,0 m; 3. zugweise stärker Eisenkörner führender Kalk, oben schlecht geschichtet, unten massig, mit mehreren Fluren vererzter Nummuliten und größerem Sand, als deutlicher Vertreter des Schwarzerzflözes, 2,5 m; 4. hellerer Kalk mit zahlreichen Nummuliten, dicht verkalkt mit Septarien-artigen Zerreißungen, fast sandarm und fast erzfrei; die Zerreißungsspalten sind von oben her mit grobem Erz und Sand gefüllt, mit hellen *Num. perforatus*, Petrefaktenresten (Pectiniden, Echiniden) und Riesensandkörnern, 1,5 m — diese Füllungen gehören natürlich dem Beginn der Schicht 3 an —; 5. schwach erzführende Lage; 6. grober sandiger Erzkalk 3 m; 7. innerlich rötliche, oberflächlich braun verwitternde, dickbankige grobkörnige Kalksandsteine mit vererzten Nummuliten und Knöllchen und mit ganz dünnen Sandzwischenlagen, ungefähr 10 m, mit Übergang in ganz grobkörnigen Sandstein, der in benachbarten Brüchen in wenigstens 10 m aufgeschlossen ist und dessen Schichtungsfugen nur an den Fließspuren nach der Unterseite zu erkennen sind, so stark und regelmäßig ist die quere Zerklüftung des spröden Gesteins.

Am Bruch beim Hof Gierstling fand sich in den oberen Kalken *Num. distans*; in dem oberen Kalksandstein beobachtet man 2—3 cm dicke Röhren, senkrecht zur Schichtung stehend, die von oben her mit größten Sandkörnern mit Eisenkörnchen, Petrefakten und vererzten Nummuliten erfüllt sind.

Von Interesse sind die oben erwähnten Zersprengungen an der Obergrenze eines dichten Nummulitenkalks, welche vom Schwarzerzvertreter her mit zahlreichen Erz- und Sandkörnchen ausgefüllt sind. — Ich habe derartige Zersprengungen und Ausfüllungen im Muschelkalk Frankens in verschiedensten Formen beschrieben und damit in Zusammenhang auch eine Geschiebebildung festgestellt (Geognost. Jahresh. 1909 S. 159—170 Taf. I u. 4). Da ist es nun wichtig, daß an der gleichen Stelle des Profils im Kressenberg und beim Maurer am Rill eine Lage mit groben erzumkrusteten Sandsteingeröllen festgestellt wurde (vgl. S. 32 Nr. 6, S. 43 Nr. 5, e — hier sind auch verschiedenartige dichte Kalkbrockengerölle zu erwähnen — und S. 44 Nr. 3). Ich habe aus dem Erzgebiet aus dem Liegenden des Schwarzflözes eine Anzahl der verschiedenartigsten Gesteinstypen, welche alle aus den Nummulitenkalken selbst stammen, erzarm und fest gebunden sind, und habe hierfür l. c. S. 62 und S. 111 hervorgehoben, da sie zum Teil auch „eigenartige Fossilien enthalten, welche im Bereich der bekannten Aufschlüsse zum Teil nicht auftreten, daß in diesen Knollen die eingeschlossenen Schalen der Dimyariier und Gastropoden stofflich unverändert sind.“

Was die oben erwähnte Grenze im Liegenden des Erzflözes betrifft, so macht man hier öfters die Beobachtung, daß die Nummuliten nicht flach, sondern mehr aufgerichtet gelagert sind; es scheint das eine Folge zu sein, daß die Schicht in Gesamtheit und noch in den Einzelteilen eine Bewegung in der Schichtfläche böschungsbwärts gemacht hat, daß aber von dem Stirnrand dieses Rutsches auf schiefer Ebene auch wieder eine stark zurückstauende Hemmung ausgegangen ist, welche so einen Innenfaltungsvorgang verursachte und die Hauptbestandteile aufrichtete, wie das z. B. in einer Geschiebelage innerhalb der Hochterrasse in der Umgebung Münchens in senkrecht gestelltem Gerölle an weit auseinander liegenden Stellen zu beobachten und in Übergängen zu verfolgen ist.

Alle diese Tatsachen vereinigen sich in der Vorstellung einer tektonischen Erschütterung während des Absatzes der Erzflöze und der Erzentstehung selbst, deren Folge — erzumkrustete Gesteinsknollen — allerdings im Liegenden des Erzflözes nicht allein zu beobachten ist, sondern auch im Rotflöz, dem Mittelflöz und dem Schmalen Flöz auftreten.

Die Frage der Herkunft des Erzes.

Dr. K. C. BERZ hat bei einer dankenswerten Arbeit über Glaukonit (Jahresber. und Mitt. des Oberrh. geol. Vereins, N. F., Bd. X, 1921, S. 74—97) auch die Frage der Entstehung eines Eisenooliths wie der vom Kressenberg aus dem Glaukonit geprüft und sich dafür ausgesprochen. Aus meinen Darlegungen (Geogn. Jahresh. 1895) führt er besonders den von mir hervorgehobenen Umstand an, daß in den Eisensteinflözen daselbst eine doppelte Fauna vorliegt, nämlich eine vorher aus einem Schichtverband ausgebrochene und in dem Flöz an zweiter Lagerstätte abgesetzte Fauna und eine unberührte, kalkig gebliebene, welche hier zum erstenmal einem Gesteinskörper einverleibt wurde.

Daß eine Umbildung von Glaukonit in an Kieselsäure ärmeres Brauneisen möglich ist und an vielen Glaukonitkörnern selbst beobachtet werden kann, soll nicht ab-

geredet werden, das ist zu offenbar; bei einfacher Verwitterung müßten aber die alten Glaukonitkörner bei solchem Vorgang verbröseln oder es fände zugleich eine Bildung von kolloidal gelöstem Brauneisen statt, dann würde ein Zusammenhalt zu einem dichten Brauneisenkorn nur unter erheblicher Größenverringernng und Zusammenziehung möglich sein. BERZ nimmt daher, um der Forderung der Beibehaltung einer ursprünglichen Form bei erhöhter Dichte zu genügen, eine Zufuhr von Eisenoxyd an, welche doch wohl nur als Hydrosol eingeführt und als Gel gefällt gedacht werden kann. Hierdurch wäre das Vorhandensein von neuem Eisenoxydul in ziemlich umfassenden Maße zuzugestehen.

Hier ist zugleich ein zweiter Punkt hervorzuheben; BERZ spricht davon, daß die Körnergröße des Oolitherzes der des Glaukonits im allgemeinen gleich ist; ich möchte dagegen behaupten, daß die Größe des Kornes des Erzes im Kressenberggebiet durchschnittlich recht bemerkbar höher ist und daß gerade in der vererzten Fauna die Inkrustation der kleinsten Bruchstücke von Nummuliten und Gesteinsfragmenten in allen Übergängen zu auch Gänseeier-großen Brocken einen Umfang annimmt, wie er zwar für primäre Brauneisenknollen nicht ungewöhnlich, für Glaukonit aber überhaupt noch nicht beobachtet ist; derartig große und häufige Umkrustungen in derselben Entstehung nach Form und Art wie die Erzkörner selbst ist für Glaukonit nicht bekannt. Der Unterschied ist festzuhalten, da er für die Entstehungsart des Glaukonits wahrscheinlich bedeutungsvoll ist.

BERZ glaubt nun nicht an eine terrestre Verwitterung der Glaukonitkörnerchen; es sei kaum anzunehmen, daß dabei die Form der Körner wie auch die Kalkschalen der Organismen erhalten geblieben wären; auch müßte an tektonische Vorgänge gedacht werden, um die Trockenlegung der Grünsandablagerungen erklären zu können. — Ich habe nun in meinen Ausführungen in der Tat einen besonderen Wert darauf gelegt, daß die Schalentheile vor ihrer Umkrustung nicht nur in Gestalt verändert und zertrümmert waren, sondern auch in ihrer Struktur gelockert gewesen sein müssen, daß außerdem die vielen eckigen umkrusteten Brocken auf eine tektonische Zerstörung einer kaum und rasch gehärteten Schicht hinweisen. Zu diesen Anzeichen habe ich auch oben S. 230 und S. 231 auf Erscheinungen aufmerksam gemacht, welche außergewöhnlich die Lagerung und Zersprengung von Schichten durch überstürzte Erhärtungsvorgänge im Liegenden des Schwarzflözes andeuten. Als Vorgänge in der Nähe einer Rotschlickarea im tieferen Meere sind diese Erscheinungen nicht leicht zu deuten. — Auch für die endgültige Ablage der verschieden gefärbten Flözkalksteine und Sandsteine könnten die Bedingungen der Grünschlick- und Rotschlickareen nicht gut angenommen werden.

Es kann nicht gedacht werden, daß die Rotflöz-Kalksandsteine in der Rotschlickarea ihre Bindemittelfärbung und die Erzkörner ihre rötliche Oxydationsfarbe ebenso wie die hier auch auftretenden fremdörtlichen umkrusteten Gerölle erhalten hatten (vgl. l. c. 1895 S. 73—76). Ich habe die Gesamtfarbe der endgültigen Flöze auf die Regionen mehr und weniger stärker bewegter Verschwemmungsvorgänge bezogen.¹⁾ Das ist aber nicht die Bildungsstätte des Erzes und der dieses be-

¹⁾ Es wurden in dem mehr pelagischen, d. h. von litoral-kontinentalen Einwirkungen entfernten und unabhängigeren Mittelstrich, deren Sedimente eine größere, vielleicht während der Anschwemmung noch andauernd sich vergrößernde Vertiefung ausfüllten, auch stärkere Strömungen angenommen, welche dem Bodengefälle, dem Salz- und Wärmeaustausch in verhältnismäßig schmalen Meeresgebieten zu verdanken sein können und nach Westen, nach dem Erzrevier im Allgäu an Stärke allmählich abnehmen, woselbst Erze und Begleitsedimente einen ganz anderen Charakter tragen.

gleitenden gleichartigen Überkrustungsschalen um Fossilien und Gesteinsbrocken. Wenn für diese der Glaukonit der Lieferer des Eisens gewesen ist, dann müssen sich ganz außerordentliche Massen von Glaukonit umgesetzt und kolloidale Brauneisenlösung in Wanderung gegangen sein, wie BERZ selbst eine Zufuhr von Eisenoxyd zu den Glaukoniteinzelnkörnern bei ihrem Umbau zu Eisenerz vorsehen muß, womit eine selbständige Limoniterzbildung wieder in den Vordergrund gerückt ist.

Bezüglich der Quelle des Erzes sind wir, meine ich, demgemäß noch so im unklaren wie vormem.

Vor Endesabschluß dieser Nachträge zum Kressenberggebiet erschien noch eine zweite Arbeit über Beziehung von Glaukonit und marinem Eisenerz von Dr. K. HUMMEL (Metall und Erz, Halle a. Saale 1921, Heft 22). Er sagt, es sei grundfalsch, die oolithischen Eisenerze unmittelbar auf glaukonitische Sedimente zurückzuführen. Die Kressenberger Erze seien nur scheinbare Ausnahmen von der Regel, daß sich beide Sentimente gegenseitig vertreten und ablösen: ich habe aber 1895 S. 68 besonders hervorgehoben, daß in den Schichtintervallen, in welchen die Eisenerzablagerung zurücktritt, die Glaukonitablagerungen hervortreten und daß mit letzteren reinere marine Fossilien vergesellschaftet sind; ich sagte, Glaukonit und Eisenoolith kommen jedenfalls aus benachbarten, aber doch streng getrennten Gebieten; die Quelle ihres Eisengehaltes dürfte dieselbe sein und ihr Unterschied nur in den engeren oder geringeren Beziehungen zum benachbarten Kontinent liegen, von denen der Glaukonit landfern, der Eisenoolith landnahe sich bilde, woselbst auch tektonische Bewegung auftreten konnte, welche eben die Erhebung des Meeresbodens zu einer seichten Flachsee begleitet hätten. HUMMEL sieht nun die Entstehung der beiden Gebilde in einer untermeerischen Verwitterung, von welchen der Eisenoolith in einer wärmeren Meeresgrundgegend, der Glaukonit in kaltem Tiefenwasser entstehe. Dem Gedanken einer untermeerischen Verwitterung und Eisenanreicherung stehe ich sehr zustimmend gegenüber und glaube, daß die Kressenbergverhältnisse mit dieser Ansicht sehr gut erklärt werden können. Aus verschiedensten Tatsachen der Untersuchung des fränkischen Muschelkalks kann die Anschauung einer Eisenanreicherung durch Halmyrolyse (untermeerische Verwitterung) nur gestützt werden (vgl. meine Ausführungen in Geogn. Jahresh. 1909 XXII S. 159—176, S. 183—191, woselbst ich S. 186—187 [unter 1] und 190 auch die Möglichkeit in Erwägung zog, ob der Eisenoolith nicht durch Zerstörung von stark eisenhaltigen Kalksteinen entstanden sein könnte).

Vielleicht kann bei der Erklärung der umkrusteten Geschiebe im Kressenberggebiet auf die Annahme tektonischen Ausbruchs aus eben gehärteten Gesteinen verzichtet werden und können die zahlreichen ähnlichen Beobachtungen aus dem fränkischen Muschelkalk hier eher als Vergleiche dienen.

Der Unterschied zwischen beiderlei Bildungen dürfte darin zu sehen sein, daß bei den untermeerischen Zersetzungserscheinungen im Wellenkalk die Zersetzungserzeugnisse rasch in kristalloide Lösung übergeführt und zu Karbonaten umgewandelt wurden, während im anderen Falle amorphe gelartige Ausfällung erfolgte. Letzteres findet hauptsächlich unter Beteiligung der amorphen Kieselsäure statt, welche einerseits als kristalloide Lösung sehr rasch in colloiden Zustand übergeht, andererseits aber auch im Quarzgerölltransport für sich entstehen kann (vgl. Erl. zu Bl. Donnersberg S. 137). Obwohl Quarzsand in der Ockerzone über den zerstörten Wellenkalkbänken stets ein auffälliger Begleiter ist, fehlen Eisenoolithansätze vollständig. Dagegen findet sich in mehreren Bänken Glaukonit, dessen Entstehung

aus einer Gelvorstufe ich Geogn. Jahresh. 1909 S. 195 entschiedenst behauptete, über der untermeerisch verwitterten und zerstörten Schichtgrenze und mit dieser verbunden, z. B. im Ecki-Oolith. 1909 l. c. S. 153,7 ein ziemlich weitreichendes Auftreten hat, zugleich aber mit Eisenkarbonat-reichen Oolithen verknüpft ist, wie auch im unteren Hauptmuschelkalk in der Crinoidenkalkregion eine ähnliche Vergesellschaftung nicht selten ist.

Das Phosphoritlager im Glaukonitmergel-Hangenden des Schwarzflözes.

Über den Phosphorsäuregehalt im Nebengestein des Erzflözes hat v. GÜMBEL schon 1867 in Sitzungsber. d. Bayer. Akad. d. Wissenschaften berichtet; er erwähnt 5,68% P_2O_5 . Diese Phosphoritknollen treten fast lediglich im Hangenden des schwarzen, oberen Erzflözes auf und sind ziemlich streng an das Auftreten einer Ansammlungsflur von Petrefakten, besonders von Aragonitschalern und Einzelkorallen in einem reichlich glaukonithaltigen Kalkmergel gebunden, der über der 1,5 cm mächtigen, rötlichbraunen, sandigen Hangendschicht des Flözes folgt. In der unteren Flur von 50 cm ist der Kalkmergel mit vielen Kalzitschalern (Austern, Kammuscheln, Terebrateln) ein harter, auch häufig etwas Glaukonit-ärmerer Kalk, dann kommt die erwähnte wechselnde 25—50 cm breite Phosphoritlage. Selbständige Knollen wie im braunen Jura Frankens fehlen hier; die Phosphoritkonzentration tritt nur in den Füllungen der Hohlräume von Schalen tragenden Lebewesen auf, nach welchen Anreicherungsursachen (faulende Weichkörper) und deren ziemlich zufällige und wachsende Anhäufung sich auch die Reichhaltigkeit und Größe der Knollen richtet.

Es wurden im Ausgehenden und im Abbau des Knappenhausflözes (I) und Christophsflözes (II), soweit zugänglich, Proben entnommen. Das Ausgehende ist in beiden Flözzügen ein lockerer, durch Kalkentzug und durch Verrostung des Glaukonitgehaltes eisenschüssig gewordener grober Sand; er wurde gesiebt und enthielt bei I 5% Phosphoritknöllchen, welche mit 8,8% P_2O_5 rund 0,4% P_2O_5 auf die untersuchte Gesteinsmasse entfallen lassen. Bei II fanden sich 1% Knöllchen, welche zum Teil kalkiger waren, so daß der Phosphorsäuregehalt auf 1% zurückging; hier ist aber das Verhältnis der Knollen reichlicher, rund 8%. Durch Absieben des lockeren Materials wird aber der P_2O_5 -Gehalt des Aushubs auf 0,2%, rund auf die Hälfte des Knappenhausflözes angereichert.

Unter Tag ist das Gestein ein mürber bis mittelharter, sich verhältnismäßig leicht zerschlagender Kalkmergel, der sich nur nach Behandlung in einer leicht wirkenden Quetsche, was bei der glatten Oberfläche der Knöllchen gut anginge, absieben ließe. Es wurde auch ein Handversuch gemacht.

Der Knollengehalt ist unter Tag bei I (Knappenhausflöz) 2,5%, bei II (Christophsflöz) 6,5%, ist also hier größer. Der Knollengehalt ist unter Tag überhaupt geringer wegen der verhältnismäßigen Anreicherung zunächst der Tagesoberfläche durch Auslaugung des Kalkgehalts etc. bei der Verwitterung, welche Vorgänge aber den Phosphoritbestand nicht sehr berühren; der oberflächliche Eindruck über Tag ist günstiger. — Das Umgekehrte gilt für den Gehalt der Knollen an P_2O_5 , der bei I von 8,80 auf 11,99% (phosphorsaurer Kalk von 19,22 auf 26,99%) gestiegen ist. Bei II ist der Durchschnittsgehalt fast gleich dem von I, weil hier zufällig weniger kalkige und mehr phosphoritische Knollen gesammelt wurden. — Auf das Gestein berechnet wäre der gesamte Phosphorsäuregehalt einschließlich jenem im Bindemittel bei I $0,30 + 0,18 = 0,48\%$, bei II $0,76 + 0,24 = 100\%$ (an Tag bzw. 0,4

und 0,2⁰/₀) — der Gehalt an phosphorsaurem Kalk demnach bei I 1,07⁰/₀, bei II 2,23⁰/₀. Dr. SPENDEL hat neben diesen Angaben noch den Eisengehalt des Glaukonits im nicht verwitterten Gestein berechnet (10,5⁰/₀) und den Gehalt an kohlensaurem Kalk mit 25⁰/₀ festgestellt.¹⁾

Wenn nach allgemeinen wirtschaftlichen Gesichtspunkten im Vergleich mit den fränkischen Braunjura-Phosphoriten der Abbau des Phosphoritlagers sich derzeit für nutzbringend hätte erweisen können, so ist aber die Verquickung seines Abbaus mit dem des nur 1,5—2 m tiefer liegenden Eisensteinflözes vom bergtechnischen Standpunkt ganz unangänglich; er wurde von der maßgebenden Behörde abgelehnt. Ein oberflächlicher Abbau liegt im Einbruchgebiet der Oberbaue der alten Flöze und würde nur in geringere Tiefe fortgesetzt werden können.

Vorkommen von Phosphoritknollen in den oberen Grenzsandsteinen.

An einer Felswand auf der linken Seite des Achtals unterhalb der Kumpfmühle oberhalb Ober-Teisendorf stehen die oberen Grenzsandsteine der Nummulitenschichten an; auf deren nach Süden bloßgelegten und angewitterten Schichtfläche treten eine Anzahl hühnereigroßer harter Knollen hervor, welche neben weniger zahlreichen groben Sandkörnern, aus welchen auch die Schicht besteht, und eingeschlossenen kleinen Fossilien, zum Teil kleine Schnecken, einzelne Nummuliten, außerdem auch ein etwas unvollkommener Brachyure, endlich auch Holzstückchen, in der Hauptsache aus gelbbraunlichen Phosphorit besteht.

Dr. SPENDEL hat nachgewiesen: „In Salzsäure Unlösliches 42,89⁰/₀, phosphorsaurer Kalk 28,53⁰/₀, schwefelsaurer Kalk 16,51⁰/₀, kohlenaurer Kalk 12,50⁰/₀.“ Trotz des verhältnismäßig hohen Phosphorsäuregehalts von 13,07⁰/₀ kann das Vorkommen wegen der geringen Zahl der Knollen nicht ausgebeutet werden.

Nach außen von der Kernmasse dieser Knollen zeigt sich meist ein dunkler Ring, in welchem sich öfters auch Schwefelkies auskristallisiert findet, darauf folgt nach außen noch ein hellerer Ring, welcher in den Körper der Schicht überleitet. Die Fossilien bilden nicht den eigentlichen Mittelpunkt der Knollen, sondern sind zerstreut eingeschlossen. Der dunkle Ring, den auch Dr. DRESCHER bei seiner Untersuchung der braunen Jura-Phosphorite in Franken und der Opferpfalz nachwies, besteht nach Dr. SPENDEL'S Feststellungen nicht etwa aus Mangau, sondern aus organischer Substanz;²⁾ es ist verständlich, daß hier auch Schwefelkies zur Ausscheidung kam, der in dem phosphoritischen Kerne fehlt; das erwähnte Holz ist mit Brauneisen teilweise versteinert, teilweise ausgefault.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt im Kernteil den Phosphorit ganz durchsichtig, er reichert sich aber nach außen mit undurchsichtigen kohligten Putzen

¹⁾ Ein später von diesem Flöz unter Tag von anderer Seite entnommene Probe hat nach gütiger Mitteilung der Direktion der Chemischen Fabrik in Heufeld 4,6⁰/₀ P₂O₅ ergeben.

²⁾ „Der Aufschluß mit Sodapottasche ist nahezu farblos, nennenswerter Mangangehalt gäbe eine blaugrüne Schmelze; die Velhordsche Reaktion versagte gleichfalls und im salzsauren Auszug war ebensowenig Mangan nachweisbar; Gips ist vorhanden. Beim Glühen des dunkelgefärbten Gesteins wie dessen unlöslichen Rückstandes wird beides völlig hell. Der unlösliche Rückstand wurde nach der Heparprobe auf unlöslichen Sulfidschwefel untersucht, der von FeS₂ herrühren müßte, da CaSO₄ leicht von der Salzsäure gelöst würde; es stellte sich nur spurenweise Schwefel heraus“ (Dr. SPENDEL). Letzteres beweist, daß der an anderen Stücken schon makroskopisch reichliche Schwefelkies nur eine zufällige Beimengung ist, welche durch die organische Substanz beigezogen ist. Der Phosphorit bleicht hier übrigens an der Sonne, wie auch der im Gault völlig weiß aus; auch seine licht gelblichbraune Färbung ist auf organische Substanz zurückzuführen, welche in diesem Umfange allerdings auch ursprünglich beigelegt sein kann.

an, auch wo er in auffallendem Licht sich in der Färbung kaum von dem durchsichtigen Teil unterscheidet; durch Anreicherung der dunklen organischen Substanz wird endlich der Phosphorit verdrängt und es treten nicht regelmäßig aber öfter hier große und zahlreiche Schwefelkieskörner auf. Im polarisierten Licht zeigt sich die Masse amorph und wird dunkel; die Ausfällung ist offenbar aus kolloidaler Lösung als Gel erfolgt, was auch Dr. DRESCHER für die Phosphoritknollen des braunen Jura folgerte. Was die Paragenesis dieser Mineralverteilung betrifft, so sei zunächst daran erinnert, daß die Phosphoritsubstanz von sich fossilisierenden Knochen und Zähnen sulfidische Erzverbindungen wohl vermittelt der beigemengten organischen Substanz anzieht; auch in Koprolithen kommt Schwefel- und Kupferkies vor (vgl. Min. der Rheinpfalz, Geogn. Jahresh. 1918/19 S. 180). Außerdem konnte ich ebenda feststellen (S. 242—244), daß organische Substanz in phosphoritischen Fischschuppen den phosphorsauren Kalk allmählich verdrängen kann. Es wird sich also bei dem erwähnten äußeren Ring von organischer Substanz mit FeS_2 um herangewanderte Substanz handeln, nicht um solche, welche mit dem phosphorsauren Kalk gleichzeitig ausgefällt wurde und allmählich nach außen hin wechselte; es müßten auch in dem innersten hellen Phosphorit Spuren von einer solchen Wechselung zurückgeblieben sein, was nicht der Fall ist. — In der phosphoritisierten Muskulatur etc. ist ja gerade die ursprünglich in feinsten Strukturverteilung eingeschlossene organische fibrilläre Substanz verschwunden und hat aber in nachfolgenden Undichtigkeiten die Gewebemerkmale deutlichst hinterlassen (vgl. meine Arbeit im Archiv für mikroskopische Anatomie Bd. XLI und Bd. XLIV); dieser Phosphorit ist auch schon von Anfang der Gewinnung der Fossilien im lithographischen Schiefer ganz weiß, wie dies Gestein der kohlgigen Erhaltung von organischer Substanz nicht günstig ist.¹⁾

In den unteren Grenzsandsteinen des Steingrabens fanden sich vereinzelte größere Phosphoritknollen.

Die Adelholzener Schichten als Randfazies in einem nördlichen „vindelizischen“ Ablagerungsbereich.

Wir haben oben in den oberen Kalken im Bruch Gierstling über dem Schwarz-erzvertreter den *Num. distans* genannt, welcher mit dem nahe verwandten *Num. complanatus* eine bestimmte Schicht bezeichnet, in welcher sie auch gelegentlich zusammen vorkommen, was neuerdings nochmals geprüft wurde. In dem Hangenden des Schwarz-erzflöz-Vertreterers am Sandnock sind a) eisenschüssiger Kalk mit Orbitoides 2 m, schieferiger grauer Kalk mit *Num. complanatus* und Orbitoides, harter Nummulitenkalk 0,5 m, mürbe Schicht mit Assilinen 2 m. Unregelmäßig schieferiger, zum Teil grobsandiger, nach oben hartkalkig abschließender Glaukonitkalk 2 m unter Stockletten aufgeschlossen. Diese Schichten entsprechen den l. c. 1895 S. 54 unter 1 bis 2 mitgeteilten Schichten von der Ostseite des Sandnocks, in welchen *Num. distans* nachgewiesen wurde, welche in ihrer Gesamtheit der eigentlichen Adelholzener *Num. complanatus*- und *Assilina exponens*-Schalenbruchmasse entspricht; diese liegt in einer Nordzone ohne Einschaltung der im ganzen bis und über 70 m mächtigen Zone von Erzflözen und Sandsteinen mit samt den Grenzsandsteinen, unmittelbar auf der obersten Kreide (Gerhardsreuter und Hachauer Schichten) auf; auch die übrigen Fossilien stimmen hiermit überein.

¹⁾ Man vergleiche hiermit die Schichten des oberen Lias und z. B. hier die reichliche Erhaltung der organischen Substanz im Tintenbeutel der Lolidiniden gegen jene im lithographischen Schiefer.

Die Hachauer grobkörnigen Sandsteine kommen zwischen Aichtal und Siegsdorf in einer Südregion der Kreideverbreitung vor. Im Unterenzenauergraben bei Tölz treten sie auch im Liegenden der Eisenfazies der Nummulitenschichten auf; ich konnte die dort von IMKELLER gefundene Fauna noch kennzeichnend ergänzen. Auch im Grüntengebiet kehren sie wieder. Es konnte sich also schon zur Kreidezeit vor den damaligen Kalkalpen eine breite Muldenstrecke vielleicht mit einer in der Mitte der Geosynklinale längsgerichteten Aufwölbungsbreite gebildet haben, welche letztere zwei Muldenbecken trennte und vielleicht aus mehreren schmäleren Teilfalten bestand.

Wir dürfen an etwas derartiges um so eher denken, als wir in der Phyllitbrekzie im Liegenden des Flysches eine Einschaltung in den oberen Nierentalschichten erkannt haben, welche auf Eintritt eines stärkeren Gefälls vom Alpenkontinent her schließen läßt, welche Brekzie auch nach noch nicht näher nachkontrollierten Fundstücken in der Sammlung des Münchener Oberbergamts an anderen Stellen nachzuweisen sein dürfte.

Dem Charakter der Fauna nach fängt aber im Eozän des Nordbeckens die Schichtneubildung in ähnlicher Weise wieder an, wie sie in der Kreide daselbst aufgehört hat und vom Südbecken näher am alpinen Gebiete — wenn wir die Flyschsandsteine mit den tieferen mitteleozänen Grenzsandsteinen vergleichen dürfen — ebenfalls mit nunmehr an Konchylien freien, mit Tubikolen aber noch etwas bevölkerten, kalkigen und meist glaukonitischen Pflanzenhäcksel enthaltenden Sandsteinen und eingeschalteten Schiefertonsabsätzen.

Zwischen beiden Abteilungen des Flysches könnte eher von einer Ablagerungseinheit, einem Übergang gesprochen werden, also ein Untereozän angenommen werden, wenn nicht an der Obergrenze der Flyschkalke die rote Färbung der Tone und eingeschalteter Kalkbänkchen vielleicht auf eine Unterbrechung schließen ließe. — Alles spricht für zwei nordsüdlich nebeneinander liegende Ablagerungsbecken, ein subalpines mit dem Flysch und den Nierentalschichten und ein vindelicisches mit dem Sandstein- und Eisenerz-Eozän und den Gerhardsreuther Schichten. In dem letzteren erfüllten die älteren Schichten: Grenzsandstein und Eisenerzflöze den mittleren Teil und mit Abnahme des Erzes den südlichen Teil, während ein flacherer nördlicher Teil erst von den obersten Kalken der südlicheren Ausbildung überschritten wird, in welchen die großen Nummuliten von der Adelholzener Ausbildungsweise auftreten; dieser nun nach Norden verbreiterte Ablagerungsbereich bleibt auch für die höheren Schichten, die Stockletten (Globigerinenletten) mit dem sogen. Granitmarmor bestehen. Es scheint aber, daß nach dem Absatz des dem Grenzsandstein etwa gleichzustellenden Flyschsandsteins der Boden der Flyschmulde sich schon größtenteils aus dem Meer emporgehoben hat.

Die Adelholzener Fazies in ihrer geringeren Mächtigkeit ist auch im Neubeurer Gebiet wie im Kressenbergraum auf eine Nordzone beschränkt; die von GÜMBEL und v. AMMON (Geogn. Jahresh. 1888 u. 1894) geschilderten Verhältnisse von Marienstein lassen sich auch so deuten, daß nördlich vor einer im Liegenden Eisen-sandsteine führenden Kressenberg-Eisenerz-fazies eine diese entbehrende Adelholzener Fazies liegt. Ähnliches wird vom Grünten berichtet werden, daß diese Fazies (mit *Nummulites complanatus*) nur in einem nördlichsten Teil als fremdartiger Glaukonitkalk auftritt, während südlich von der das Erzflöz führenden Zone dieses in einer recht mächtigen Kalkmasse verschwindet, welche die ganze höchste Mächtigkeit der Eozänschichten umfaßt (Sandnockfazies), hier aber wegen des sehr

geringen Sandgehalts, der nach Westen oder Südwesten zu abnimmt, rein kalkig bleibt. Geschiebelagen fehlen offenbar, das Erz ist ein erheblich feinkörniger und gleichkörniger oolithischer Roteisenstein; die Mächtigkeit der unter dem Erz liegenden Schichten ist geringer als am Kressenberg; das gleiche scheint auch für den Stocklettenschiefern zu gelten, denen ein Granitmarmor fehlt. Der Gesamtcharakter spricht für einen sedimentationsarmen Bereich, für eine erheblichere Beteiligung der Organismen am Aufbau der Schichten und nur in den tiefsten Lagen, vom Erzflöz scharf getrennt, eine geringe wechselnde Sand- und Glaukonitbildung; es ist mehr der Absatz in einer stilleren flacheren Bucht. Das Erzkorn selbst erscheint wie eine durchaus primäre Form ohne jede besondere Geschichte.

Die Eozänabsätze als Verfrachtungseinheit aufgefaßt.

Es ist eine auffällige Tatsache, daß, wie ich dies in der Schichtbildung im kleinen z. B. für die Gesteine des Muschelkalks nachgewiesen habe, auch die größeren Gesteinsverbände in ihrem Anschwemmungsaufbau in jenen Ablagerungsräumen, in welchen die Stoffbewegungen zur Ruhe gekommen sind, in der Grundflur des Absatzes feinkörnige und schlammige Zusammensetzung besitzen, welche von darüber schreitenden grobkörnigen und konglomeratigen überlagert (angenagt und oft auch aufgezehrt) werden und daß endlich der Kreislauf der Absätze sich wieder mit einem feinkörnigen Hangendflur schließt; es entspricht dies einer Ausströmungsfolge aus einem Gebiet, in welchem sich durch biologische oder klimatologische Verwitterung Stoffe angehäuft haben, welche darauf rasch und völlig zur Verfrachtung kommen. Ich habe diese Auffassung für den Buntsandstein der Rheinpfalz besonders verfochten und denke mir, daß humide bis pluviale geographische Zonen über aride zunächst abflußlose hinwegwanderten, daselbst Abfluß schufen und daher verschiedenen höher gelegenen geologischen Ursprungsgegenden die Gelegenheit gewannen, die dort aufgehäuften Zerfallsstoffe in einem tiefer liegenden Becken verhältnismäßig rasch abzuladen; diese würden dann in den geschilderten Teil-Kreisfolgen (Cyclen) übereinander abgesetzt worden sein.

Für die oberste Kreide im nördlich vom Flysch liegenden, nach meiner Auffassung (1895) „vindelicischen“ Ablagerungsbereich haben wir über den tonigen, selten kalkigen Gerhardsreuther Schichten die grobkörnig quarzsandigen Hachauer Sandsteine. Im Eozän treffen wir neben tiefsten tonig-sandigen Glaukonit-führenden Schichten schwarze feinsandige Tonschichten und tonige Sandsteine, vereinzelt mit Vorboten etwas gröber sandiger Einlagerungen. Diese gehen nach der Abteilung, welche wir dem Mitteleozän zuschreiben, in durchaus gröber sandige Lagen über und endlich in die Schichten mit den am schwersten zu verfrachtenden Erzflözbestandteilen, welche nicht nur grobe Gerölle von zerstörten Kalken enthalten, sondern auch, wie oben erwähnt, auch offenbar aus den Gneisen des Bayerischen Walds stammende Gerölle. — Auch wenn man nicht die beim weiteren Bruchbetrieb aus dem Jobstenbruch-Profil verschwundenen, vielleicht tektonisch eingeschalteten schwarzen feinsandigen Mergel (vgl. die Fauna 1895 S. 45) zu den Mittelschichten rechnet, ist von diesem zu dem oberen Flöze eine Wiederholung der Einschwemmungsfolge (Teilkreisfolge) zu beobachten, welche in oben ausgeführter Weise zu erklären sein dürfte. Es besteht für mich kein Zweifel, daß die beiden Flöze je einem großartigen marinen Verschwemmungsvorgang entsprechen, welcher zugleich auf gewisse Flächen hin eine Ausgleichung der Hangendfläche mit sich führte. Das gleiche gilt für die Stockletten mit Granitmarmor; die Lithothamnien

und Nummuliten lebten in Massen litoral, während sich in den mehr pelagischen Regionen die mergeligen Absätze bildeten; die langsam nach meiner Ansicht mit Soogströmungen immer tieferwärts wandernden, dem Strand näher gelegenen Absätze rücken zuletzt über Gebilde hinaus, mit welchen sie faunistisch gleichalterig sind, erscheinen aber jünger als diese.

Mit der zweiten Erzverschwemmungsfolge hängt als Abschlußbildung der stark Glaukonit-führende Mergel zusammen, dessen Phosphoritansammlungen ich nicht von der Glaukonitenstehung trennen möchte; die Aufeinanderfolge ist umgekehrt, wie sie nach der Ansicht von BERZ sein müßte.

Mit dem Beginn der Stockletten haben wir zugleich den Beginn der allmählichen Versenkung früher flacherer Ablagerungsbereiche in etwas größere Tiefen; wir erhalten hiermit an Stellen mit früher grobem Litoralsediment das landfernere feinkörnig-schlammig-tonige Tiefensediment, über welches die groben Litoralgebilde in allmählicher Tiefenwanderung hinübereücken.

Es wäre von Wichtigkeit, mit anderen alpinen Gebieten genauer zu vergleichen, ob auch dort der Übergang von Untereozän zum Mitteleozän lithologisch eine Entwicklungseinheit terrigener Umwandlungserzeugnisse zu nennen ist, während faunistisch sich zweifellos Einwanderungen und Zustandsänderungen bemerkbar machen; wir werden hierauf bei der Behandlung des Grüntengebietes zurückkommen.

Das geologische Alter der Eozänabteilungen.

Ich habe 1895 die in Betracht kommenden eozänen Ablagerungen faunistisch zu gliedern versucht und neben der mitteleozänen Abteilung (= Pariser Grobkalk) auch besonders untereozäne und obereozäne Schichten und Faunengruppen unterschieden; das Untereozän wurde mir von ARN. HEIM seinerzeit angefochten. Soeben ist im Zentralbl. f. Mineralogie 1922 Nr. 6 von MAX SCHLOSSER eine leider zu kurze Zusammenfassung über seine Revisionen der eozänen Faunen, soweit sie in der Paläontologischen Staatssammlung in München sich befinden, gegeben worden. Er unterscheidet am Untereozän die sogen. Thanetstufe; hierher gehören die bei Mattsee (l. c. 1895 S. 57, 6) von mir erwähnten Glaukonitsande mit *Gryphaea Brongniarti* (über *Gr. Escheri* vgl. l. c. 1895 S. 18), welche auch vom West-Achtaler Querschlag und im Grüntengebiet (vom Berghofener Graben) bekannt sind. Sie führen noch keine Nummuliten. Dann unterscheidet SCHLOSSER die Schichten von Cuise, besonders in einem grobkörnigen Quarzsandstein vom Karlstollen; diesen mit seinen Fossilien rechnete ich schon mit der noch nicht beschriebenen reichen Fauna vom Steingraben (1895 S. 82—83) zu den mit Cuise gleichalterigen Schichten von Ypern; hier habe ich auch schon den *Num. elegans* Sow. erwähnt.

SCHLOSSER rechnet noch zu den Grobkalkschichten mit den Erzflözen den Stockletten mit dem Granitmarmor als oberste Pariser Teilstufe; ich habe noch keine Gelegenheit gehabt, meine Ansicht, daß die Schichten obereozän sind, noch einmal zu überprüfen und werde der Frage nochmals mich zuwenden. Jedenfalls ist mit dem Beginn der Stockletten eine grundsätzliche Änderung der Ablagerungsart verbunden, welcher eine viel weitreichendere Gleichmäßigkeit anhaftet, als dem eigentlichen Mitteleozän; die Schichten von Auvers, welche M. SCHLOSSER mit (?) der Granitmarmorabteilung zuteilt, wurden übrigens bis vor kurzem noch dem Obereozän (Barton) zugerechnet und die Abgrenzung einer Oberstufe der Pariser Stufe sind in Westeuropa erzwungen durch eine der Granitmarmorentwicklung entgegengesetzte Verkleinerung der Becken und Abschnürung von Teilbecken, auf welche Teilepisode

vielleicht die Zwischenlage in den untersten Stockletten mit verkohlten Holzresten zurückgeführt werden kann. Wenn allerdings die Schichten von Auvers, mit welchen die Granitmarmorschichten manche äußerliche Tatsachen, welche ich für den Granitmarmor besonders hervorhob, als Ähnlichkeiten aufweisen, zur Pariser Stufe gerechnet werden müssen, so besteht auch im alpinen Eozän die Möglichkeit einer oberen Teilstufe dieser Schichten.

Über die Herkunft der schwarzen Tonschiefer- und Quarzitgerölle im Flysch und Eozän.

Im ersten Teil dieser Studie wurde darauf aufmerksam gemacht, daß das Vorkommen dieser Gerölle in enger Vergesellschaftung mit Hallstädter Kalk- und alpinen Phyllitgeschieben auf alpine Herkunft verweise und daß die damit auftretenden Granite und Porphyre nicht dagegen sprechen könnten; es wurde geltend gemacht, daß ausgangs der Kreide im zentralalpinen Gebiete ganz verschiedene Formationsausbildungen der Abtragung ausgesetzt waren, als z. B. im Diluvium. In den Gosauschichten selbst herrscht in dem unmittelbar südlich in Betracht kommenden Gebiete große Verschiedenheit. H. KRAUSS macht S. 116 seiner Abhandlung über die geologischen Verhältnisse zwischen Reichenhall und Melleck darauf aufmerksam, daß die sonst die Gosauschichten kennzeichnenden Geschiebe saurer und basischer Gesteine im Bereich der westlichen bayerischen Ausbildungsweise fehlen und ziemlich „örtlich“ zusammengesetzte Konglomerate auftreten. Das gleiche gilt für die Gosauschichten auf der Berchtesgadener Schubmasse.¹⁾

Im Eozän des inneralpinen Bereichs zeigen sich nun zwischen St. Zeno und Elendgraben, ebenso wie im Nierental und O. vom Kugelbachhof in den Grundkonglomeraten und Brekzien nur Gerölle aus der Umgebung (Hallstädter Kalk etc.), dagegen treten in den etwas höheren Schichten mit von weiterher geführten tonigen Absätzen neben Hornsteinen auch zahlreiche kleine dunkle quarzitische Gerölle auf. In auffälliger Weise fand ich in den altdiluvialen Konglomeraten vom Gruttenstein bei Reichenhall große, dunkel schwarzgraue harte Tonschiefergerölle in Faltungsknickung und sekundärer Schieferung, ganz zweifellos auf paläolithische Gesteine der im Flysch gefundenen Art im nördlichen Gebiet der Zentralalpen hinweisend. Sie sind vielleicht jetzt infolge von nach der Alpenfaltung andauernden Vertikalbewegungen, welche ich im altdiluvialen Gruttensteinkonglomerat aufschließen lassen konnte, später mehr und mehr aus den zentralalpinen Talprofilen verschwunden.

Daß in den Sandsteinen der voralpinen Nummulitenschichtenverbreitung nördlich vom Flysch diese Art Gerölle fehlen und statt dessen Gerölle vom Typus der Gneise vom Bayerischen Wald gefunden werden, darauf habe ich oben S. 223 und MAX SCHLOSSER l. c. S. 181 hingewiesen.

Wenn daher spätere Untersuchungen, welche heute nicht möglich sind, ergeben sollten, daß diese Gerölle in ihrer Gesamtheit nicht aus den Zentralalpen stammen, so ist nur eine Möglichkeit gegeben, daß sie einem zwischen der südlichen Verbreitung des Flysches und der nördlichen der Eozän-(Eisenoolith-)Oberkreide gelegenen, auch gelegentlich bis in tiefere Schichten hinabreichenden Auf-

¹⁾ Ich möchte hier zu CL. LEBLINGS Karte des Lattengebirgs ergänzen, daß im Loipl W. vom Gasslehen auf dem unteren Ramsaudolomit ein Verband von Gosauschichten nachzutragen ist, aus braunen Schiefertönen, „örtlich“ zusammengesetzten Konglomeraten und dichten Kalken mit *Actaconella gigantea* D'ORB. Er scheint auf einer Störung zu liegen, welche auch Eozän und Nierentalschichten im Tongraben neben Ramsaudolomit und Gips der Werfener Schichten hat einbrechen lassen.

bruch paläolithischer und triadischer Schichten entspricht, welcher jetzt sonst spurlos verschwunden ist, also einem aufgefalteten Trennungsrücken der Scheide zwischen beiden Meeren (vgl. I. Nachtrag 1920 S. 21) entsprechen würde.

Zum Flysch des Högler Hügels (vgl. I. Teil S. 220).

Im Högler Flysch habe ich vergleichbare Ablagerungen mit dunklen Geröllen nicht gefunden. — Es sei hier nachgetragen, daß im südlichen Kieselkalkzug bei Hammerau und Au neben Mergelschiefern mit prachtvollen Helminthoiden auch glaukonitreiche Kalke auftreten. In dem nördlicher gelegenen breiteren Sandsteinzug von Ulrichshögel (S. 221) treten im Lacknerbruch bei Ainring neben den im I. Nachtrag S. 222 nach Fundstücken von H. IMKELLER erwähnten Rhizocorallien mit tonigen Baukörperchen auch typisch tonige *Chondrites intricatus* BRGT. massenhaft auf, welche sonst in den „Sandsteinen“ selten sind. — Zwischen Wiesbach und Ainring ist ein lange verlassener Bruch in Kalkmergeln und Kieselkalcken mit Südeinfallen noch begehbar, welcher offenbar mit dem im I. Nachtrag S. 221 mit Analyse erwähnten „Salinenbruch“ gleichbedeutend ist; nach Mitteilungen von Herrn Inspektor FALLBACHER im Salinenamt Reichenhall wurde dort für die Saline schon Ende der 1850er Jahre hydraulischer Kalk gebrochen. Es muß das ein kleines Nebengewölbe sein, welches sich unmittelbar südlich von Ainring mit nach Norden einfallenden Sandsteinen (Südflügel der Sandsteinmulde zum Nordflügel: Lacknerbruch!) in der Nähe des Denkmals des Heimatdichters Wiesbacher schon andeutet.

Erklärungsergänzungen zu den Abbildungen.

1. S. 228. Stellt die Formen der seitlichen Zusammenpressung gleichmäßig verteilter und ausgebildeter härterer und spröderer Kalkmergelschichten zwischen Schiefertonschichten dar; es läßt sich hier die zusammenhaltende Wirkung von nicht sehr belasteten Schiefertonen gegenüber im allgemeinen spröden und nur an einzelnen Stellen plastischeren und sich seitlich überfaltenden Kalkmergelbänkchen erkennen. Die Schiefertone sind beweglicher, weichen aus und bleiben aber in ihren Wirkungen in der Nähe der Druckstellen, gleichen auch die erzeugte Unregelmäßigkeit in sich bald wieder aus; in den Kalkmergeln brechen größere Gegenwirkungen auch erst entfernt von den Druckstellen vor und auf, natürlich nach der Seite der leichteren Ausweichmöglichkeit, nach oben und der Seite. Ein zusammengesetzter Gesteinskomplex faltet sich natürlich nach der Plastizität und dem Dehnungszusammenhang der Einzelteile. — Aus den Hydrobienschichten der Rheinpfalz. — Erl. z. Bl. Donnersberg S. 184 Fig. 68.

2. S. 230. Nach Süden gerichtete Bewegung von Blattverschiebungen mit gesetzmäßig NO.—SW. und NW.—SO. gerichteten Verrückungen, oben in der Neocom-Juramulde des nördlichen Karwendels zwischen dem Achensee und der Isar im großen, unten im Kohlenbergwerk Peißenberg im kleinen; dieselben Verschiebungsrichtungen treten auch in der Leutasch-Ehrwalder Neocom-Juramulde in jenem von der Wetterstein-Triasmulde (der Westfortsetzung der Achensee-Isarmulde) abgesprengten und von ihr in Vertikalerhebung und Westverschiebung stark überholtem Längsteilstück dieser Mulde auf; dieses Längsteilstück steht auch von der einseitig gehobenen Hauptmulde her unter der Wirkung eines Nord-Süd-Drucks mit Überschiebungen nach Süden. Die Stauung der Hauptmulde an und nahe an ihrem Westende hat auch den Knick nach Norden und oben in der Karwendelmulde am Achensee mit verursacht, der wieder Ursache von mehreren Überschiebungsschuppen im Achenseegebiet geworden ist. Die Teilstücke der nördlichen Karwendelmulde sind nach SW. aufwärts geschoben wie die Hauptwettersteinmulde, deren Bewegungen nach Süden in der Leutascher Teilmulde kenntlich und besonders in der Verschiebung und letzten Emporhebung westlich neben der Gatterl-Verwerfung deutlich ausgeprägt ist. — Achenseegebiet n. AMPFERER.

Wie ich trotz Festhalten am alpenbildenden Südnordschub für ausgiebige und Letztgestaltungen schaffende streichende westliche Bewegungen und nordsüdliche Rückstoßbewegungen in den Alpen eintrete, so halte ich auch östliche longitudinale oder streichende Ausweichebewegungen für gegeben und habe sie für den Peißenberg zu begründen versucht (vgl. Geogn. Jahresh. 1916/17 S. 327). Das S. 230 gegebene Bild gibt den Haken der über das Ostgebiet an einer Querstörung (welche schon BÄRTLING annahm) eingetretenen Überschiebung der ganzen Peißenbergmasse nach Osten; rechts unten ist ein eigentlich in der Fortsetzung der Flöze nach W. liegender Abschnitt angebracht, in welchem sich die gesetzmäßigen Blattverschiebungen sehr deutlich äußern (S. 228—229).

3. Flözübersichtstafel zu S. 226. Das mit 1. bezeichnete Bild gibt die Gesamtübersicht der Flöze zwischen Achtal und der Traun (I Ulrichflöz, II und III Fluchtgangl mit Nebentrum, IV Knappenhäusflöz mit IV¹ Marienflözaken, V Christophsflöz mit VI Maria Empfängnis-Haken, VII Schmales Flöz, VIII Max- und Josef- und Sigmundflöz, IX Emanuel-Ferdinandflöz) S. 228—229.

Das untere Bild gibt Einzelheiten dieser Flöze in Vergrößerung; I die Richtung der Blattverschiebungen im Ulrichflöz; V und VI das gleiche im Christophflöz und Maria Empfängnis-Haken; in letzterem ist die stärkere Längszusammendrückung in größerer Teufe (tiefere Sohle) bemerkbar. VIII gibt einen Teil des Josephhakens an der „Genickstelle“ in drei verschiedenen Sohlen wieder, je die tiefere mit dickerer Schattenlinie; es beweist die Tatsache, daß gemäß dem Einfallen die tiefere Sohle in der ganzen Hakenbiegung einen weiteren Kreis einnimmt, eine beträchtliche Aufrichtung der Schichtung vor der Hakenbildung und in der Genickstelle die noch stärkere Auf-

richtung während der Hakenbildung in größerer Teufe durch die Notwendigkeit geringster Grundflächeneinnahme bei stärkster seitlicher Zusammenpressung in der Tiefe; IX gibt einen beginnenden Haken im Ferdinandflöz vor dem Umbauwürdigwerden des Flözkörpers.

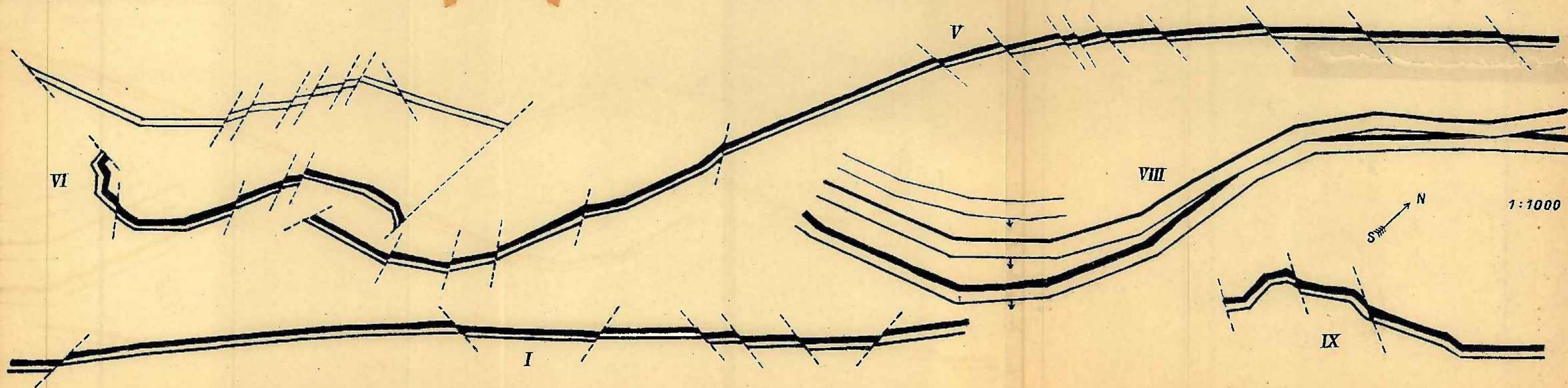
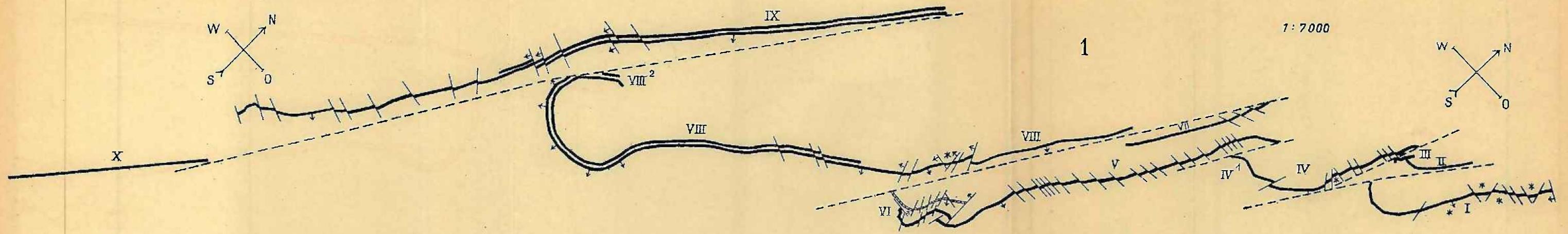
Bemerkenswert ist, daß die Hakenbildungen, welche ein ganz erhebliches Ausweichen des gesamten Schichtenverbandes nach Süden und ins tektonisch Hangende hinein voraussetzen, eine zwar überall bemerkbare, aber verhältnismäßig recht geringe Einwirkung auf die nördliche, tektonische Liegendnachbarschaft erkennen lassen, so von VIII² auf IX, von VI auf VIII, von IV¹ auf V, von I auf IV; die in Strichelung gegebene Längsstörungen müßten natürlich an diesen Stellen auch eingeknickt gedacht werden.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
Ein queres Profil aus dem Bergbau bei Achtal	223—225
Bewegungsrichtungen der Schollen in den Bergbau-Aufschlüssen	225—226
Die Hakenbildungen der Flöze	226—228
Über konvergierende Richtung der Blattverschiebung im Kressenberggebiet und anderwärts	228—231
Der nordöstlich vom Kressenberg nach Achtal—Oberteisendorf gelegene Nummulitenkalkzug	231—232
Die Frage der Herkunft des Erzes	232—235
Das Phosphoritlager im Glaukonitmergel-Hangenden des Schwarzflözes	235—236
Vorkommen von Phosphoritknollen in den oberen Grenzsandsteinen	236—237
Die Adelholzer Schichten als Randfazies in einem nördlichen „vindelizischen“ Ablagerungsbereich	237—239
Die Eozänabsätze als Verfrachtungseinheit aufgefaßt	239—240
Das geologische Alter der Eozänabteilungen	240—241
Über die Herkunft der schwarzen Tonschiefer- und Quarzitgerölle im Flysch und Eozän	241—242
Zum Flysch des Högler Hügels	242
Erklärungsergänzungen zu den Abbildungen	243—244

Reis

Flözübersichtstafel.



Zur Chronologie des Oberbayerischen Postglazials.

Von

Dr. H. Gams.

Aus zusammen mit Dr. R. NORDHAGEN ausgeführten und ausführlicher zu veröffentlichenden Untersuchungen über postglaziale Ablagerungen zwischen Bodensee und Salzach seien folgende Beobachtungen aus dem Ammer-, Würm-, Isar- und Inngbiet schon jetzt mitgeteilt.

Der maximale postglaziale Wasserstand des Ammersees erreicht bei Inning, Grafrath und Eching, wie sich aus der Höhe des Stauriegels und der alten Uferlinien ergibt, nur die Höhe von 560 m, dagegen bei Diessen, Raisting und im Weilheimer und Oberhauser Becken eine solche von 600 m, die durch unzweifelhaft lacustre Bildungen (Delta, lacustrer Tuff, Seekreide) dokumentiert wird. Dieser Höhenunterschied läßt sich nur durch junge Bodenbewegungen erklären, wie solche im Windachtal, Würmtal und anderwärts direkt nachzuweisen sind. Der maximale Wasserstand ist nicht direkt auf den Eisrückzug gefolgt, sondern das Ergebnis einer langdauernden Senkung. Die mächtigen Tufflager von St. Georgen oberhalb Diessen bei Polling und Huglfing zeigen übereinstimmend zuoberst Seekreide und ähnliche Bildungen, darunter porösen, rasch gebildeten Tuff voll von Stämmen und Blättern von Laubbölgern. Bei Polling folgt darunter Cladiumtuff, ein sehr deutlicher Verwitterungshorizont und kompakter Werkuff. Diese Uferbildungen zeigen einen um 11 bis 12 m tieferen Wasserstand des Ammersees an. Bei seiner maximalen Ausdehnung umschloß dieser sowohl die Lichtenau westlich Weilheim wie den Guggenberg bei Unterpeißenberg als Inseln.

Auch der maximale Wasserstand des Würmsees scheint am Südende mindestens um 10 m höher gewesen zu sein als am Nordende. Einen um 2 m tieferen als den heutigen Wasserstand zeigt die neolithische Kulturschicht der Roseninsel an. Ebenso spricht die Lage der neolithischen und frühbronzezeitlichen Pfahlbauten des Bodensees für einen um 2 bis 3 m tieferen Wasserstand als den heutigen.

Daß dieser tiefere Wasserstand der oberbayerischen Seen wirklich in die Pfahlbautenzeit fällt, beweisen die Befunde im Inngletschergebiet. Die Seetuffe von Pullenhofen an der Moosach und in Glonn zeigen einen dem von Polling völlig gleichenden Verwitterungshorizont. In Glonn sind darin steinzeitliche Scherben aus der Stufe der Bandkeramik gefunden worden. Über dem Verwitterungshorizont liegen an der Moosach 4 bis 5 m Travertin mit prachtvollen Jahresschichten von im Mittel $\frac{1}{3}$ cm Mächtigkeit (völlig gleich den von KURCK aus Benestad in Schonen beschriebenen) und darüber almähnliche Lagen. Der maximale Wasserstand ist darnach etwa 2000 Jahre nach dem Vollneolithikum, zur Eisenzeit, eingetreten. Die ihn herbeiführende Bodensenkung ist an der Moosach größer als an der Glonn,

und zwar entspricht der Unterschied völlig demjenigen, den M. SCHMIDT durch das Präzisionsnivellement für die heutigen Senkungen derselben Gegend festgestellt hat (in Grafing östlich von Moosach 48,6 mm in 45 Jahren, in Ostermünchen süd-östlich Glonn nur 29,7 mm).

Dem postglazialen See von Tölz, aus dem ROTHPLETZ keine Ablagerungen kannte, gehört die bis 20 m mächtige Charakreide an, die besonders schön am Ellbach im Rechgraben aufgeschlossen ist. Sie wird hier von der Molasse an einer Stelle durch Kies, an einer anderen überdies durch eine wenige Dezimeter mächtige Schicht von Flachmoortorf mit Föhrenstubben getrennt, deren Bildung wohl gleichfalls in die Pfahlbautenzeit fallen dürfte. Wahrscheinlich ist auch der unter dem in einem flachen Seebecken abgelagerten Alm der Lochhauser Sandberge aufgeschlossene, dieselben Pflanzenreste enthaltende Torf gleichaltrig.

Dasselbe gilt wohl auch von der holzreichen Lehmschicht unter dem Alm von Memmingen, dessen obere Schichten nach einem Grabfund der La Tène-Zeit angehören.

Sowohl die niedrigen Wasserstände des Bodensees, Ammer- und Würmsee und der alten Seen von Memmingen, Moosach und Glonn, wie die Torfschichten von Tölz und Lochhausen sind höchst wahrscheinlich auf eine trockene Periode im 3. und 2. Jahrtausend v. Chr. zurückzuführen, die mit der subborealen Periode von BLYTT und SERNANDER zusammenfällt. Ein in den Chiemseemooren nachgewiesener Grenzhorizont scheint dagegen jünger zu sein und einer weiteren Trockenperiode zur Römerzeit anzugehören, die durch zahlreiche archäologische Befunde wahrscheinlich gemacht wird. Die rasch gebildeten Tuffe und Seekreiden des alten Ammersees, der Seen von Tölz, Moosach und Glonn und mindestens ein Teil der Almlager des Dachauer und Erdinger Moores fallen dagegen in die der Römerzeit vorangegangene, niederschlagsreiche subatlantische Periode. Mehrere Beobachtungen im Bodenseegebiet, das Herabsteigen der Fichte und zahlreiche bajuwarische Flurnamen im Ammer- und Isargebiet machen weiter wahrscheinlich, daß nach der Römerzeit, mindestens bis ins 8. Jahrhundert, noch einmal eine Zunahme der Niederschläge und ein Ansteigen des Grundwasserspiegels eingetreten sind.

Über das Feingefüge und den Wassergehalt von Opalen aus der Rhön und von Steinheim a. M.

Von

Dr. Otto M. Reis und Dr. Adolf Spengel.

(Mit 1 Tafel.)

In dem Geogn. Jahreshefte 1918/19 Nr. 115 S. 59 und Nr. 135 S. 65 habe ich als Beiuntersuchung für die aus der Struktur der Chalzedonachate zu folgernde Entstehungsart der Achatbänderung auch auf einen breit gebänderten Opal, sozusagen einen Opalachat, aufmerksam gemacht, den ich als Gang in einem Phonolith der bayerischen Rhön (Windbühl bei Zeitlofs) sammelte. Dieser Opal hatte 7,35% Wassergehalt und erwies sich mikroskopisch als nahezu amorph. Die grobzügige, unregelmäßig begrenzte und vereinzelt braune Bänderung erwies sich in der undeutlich körneligen Ausscheidung von Opalkörperchen als eine diesen einzelnen Körnchen selbst, nicht etwa ihren Zwischenräumen bzw. ihrer Umrundung angehörige gleichmäßige Färbung; ihre dennoch sichtbare Ungleichmäßigkeit etc. war mehr eine Folge der Verteilungsart dieser Körner und der wechselnden Dichte der unselbständigen Eisenoxydfärbung. Die Farbe läßt auch unter dem Mikroskop auf ein schon ursprünglich wasserhaltigeres Eisenoxydhydrat schließen, welches der ersten Opalausfällung zugesetzt war, während im Chalzedonachat eine höhere Oxydierung des Eisenpigments sogar bei den späteren unregelmäßig querem, den ursprünglichen Eisengehalt umgestaltenden Durchsinterungen ein durchgängiges Kennzeichen ist.

Vor kurzem erhielt ich nun aus der Sammlung von Dr. H. LAUBMANN in München drei von ihm selbst gesammelte Opalstücke aus dem Basalt von Steinheim bei Hanau, von welchen eines dem erwähnten Stück von Zeitlofs an der Rhön zum Erstaunen gleichartig ist; es ist auch ein zweiseitig gangartiges Vorkommen der gleichartigen breiten und vereinzelt Bänderung und ihrer Aufeinanderfolge. Am Außenrand läßt sich eine Anwitterungsrinde des Wasserverlustes und einer Opalauflösung in einem feinst porösen Gefüge von ungleichmäßiger Dicke erkennen; darauf folgt ein beiderseits ungleichmäßig bis 3 cm breites weißliches, zum Teil in einzelnen Streifen durchsichtiges Band, welches vereinzelt faltig-zapfig nach innen vorgetrieben scheint; diese Falten stehen nicht senkrecht zum Bänderungszug, sondern schief und erinnern an eine durch die Schwere beeinflusste schwache Neigungs-Faltungsbewegung einer schwerflüssigen Masse an steiler Salbandfläche, wie ich solches vereinzelt auch in gangartigem Auftreten von Chalzedonachat a. a. O. von Dennweiler und N. vom Kornberg beobachtete. — Dann folgt nach einem schmalen helleren Streifen ein 3—4 mm dickes Ockeropalband, welches scheinbar in

die erwähnte Faltung nicht mehr hereinbezogen bzw. etwas aus deren Winkelenge herausgetrieben scheint. Es ist außen 2 und 3 mm braun gestreift und setzt nach innen wieder an einer kaum gebänderten bis 2 cm dicken gelblichgrauen Zone ab, welche nach der Mitte gegen einen weißlichen Opal, der durch einige schmale durchsichtige Linien unregelmäßig gestreift ist, endigt. — Diese elementar erscheinende Folge der Bänderung ist den Stücken beider weit entfernter Fundorte im wesentlichen gleich.

Ein zweites Stück von Steinheim zeigt dagegen ganz verschieden vom ersten eine dichte, schmale und ganz unregelmäßige Schellack-artige Ockerbänderung und -fleckung, sozusagen eine Steigerung der Unterbrechungen der braunen Zone des ersten Stücks; hierbei sind schichtartige Lagen, linienartige walzenförmige Streifen und fleckige Punktierungen zu erkennen, unter ihnen diskordantes Abstossen, wie von Neuausfüllungen von breiten Abreißungsbuchten deutlich.

Ein drittes Stück enthält noch beträchtliche Teile des blasigen Eruptivgesteins und der Überwachsung einer Gesteinsbruchfläche mit wasserhellem Hyalit, der an ganz einzelnen Stellen als Anfangsbildung halbsphärolithisch gewachsen ist und entsprechende innerliche weiße gerundete Gefügelinien zeigt; dem äußeren Anschein nach sind sie den Halbsphärolithoiden ähnlich, welche bei brasilianischen Achaten aus Chalzedon mit reichlichen Opaleinschlüssen bestehen, nur daß hier der Chalzedon in wenigen dünnen Lagen aufträte. — Bemerkenswerterweise fehlen in den benachbarten Gesteinsblasen vergleichbare Füllungen, wie dies auch bei dem Gestein von Zeitlofs erwähnt werden konnte.

Die mikroskopische Untersuchung ergab nun für das erstgenannte, dem Rhönvorkommen in jeder Hinsicht äußerlich gleiche Gangstück folgendes: 1. Die Substanz ist überwiegend Opal; bei einem Schliff sind leise Spuren der Doppelbrechung in unregelmäßiger feinsten Ausbildung mit Hilfe des Glimmerblättchens, der Beginn kryptokristallinen Gefüges zu erkennen. Auch hier ist die Ausfällungsform des Opals eine fein rundkörnige, um nicht zu sagen, unregelmäßig kleinkugelige. Je kleiner die Körnchen, je inniger ist ihr Zusammenschluß, je durchsichtiger die Masse; unvollkommener Zusammenschluß zeigt sich auch in dem Vorhandensein sehr kleiner, fast interglobularer Resträume, deren Dichtigkeitsunterbrechungen in mehr und weniger gleichmäßiger Verteilung lagenartig die weiße Farbe des nicht ockerig gefärbten Opals verursachen.

Auch die die Ockerfärbung tragende Grundmasse ist nur Opal; sie läßt besonders deutlich die körnige Ausfällungsform erkennen; die Ockerfärbung zeigt eine mit meinen Untersuchungsmitteln nicht auflösbare gleichmäßige oder nahezu gleichmäßige Verteilung, welche über das Körnergefüge hin ab- und zunehmen kann. Es scheint das nahezulegen, daß die Färbung einem im flüssigen Vorstadium der Ausfällung angehörigen feinsten Pigmentfluß in ultramikroskopischer Verteilung zuzuschreiben ist.

Bezüglich der Entstehung dieser Einzelheiten könnte folgendes hervorgehoben werden. Nach einer Füllung des Ganglumens fand zu einer Zeit, in welcher kein Lösungsnachschub mehr eintrat — was mit einer die Fällung des Kieselsäuregels verursachenden Lösungsmittelabgabe gleichbedeutend sein kann —, eine Kontraktion des Gels statt; es bestand aber schon eine mittlere mit Eisenoxydhydratgel angeereicherte Zone, welche in ihrer Ausfällung schon durch die Wirkung des Eisenoxydgels vorgeschrittener war (vgl. Geogn. Jahresh. 1918 S. 17); diese Zone konnte sich daher nicht in gleichem Maße mit falten; sie erscheint aus den Faltenwinkeln

etwas hinausgetrieben und von der äußeren weißen Zone durch ein Band dichteren und helleren Opals abgetrennt; eine Begleiterscheinung der Kontraktion ist eben das Auftreten von größeren (s. unten) und kleinsten Interglobularlücken.

Das zweite Stück ist jenes holzopalartige, schellackartig gefärbte Stück mit dichter gesetzten, mehr gelbbraunen als rötlichbraunen, unübersichtlich und unregelmäßig wirr angeordneten, ungleichmäßig breiten und langen, an einzelnen Stellen auch enger gestrichenen und schärfer begrenzten, zum Teil abgerissenen Bändern und Fleckchen.

In einfachem Licht unter dem Mikroskop klar durchsichtig erscheint es bei gekreuzten Nicols im großen und ganzen stark verdunkelt, wobei aber eine schwächere, zugleich eine sehr zart verteilte, recht feinstreifige Doppelbrechung kenntlich wird; es ist etwa das, was man kryptokristallinisch nennen würde, wenn eine völlig glasig amorph erscheinende Substanz bei großer Vergrößerung im Dünnschliff die zartesten Anzeichen spärlich verteilter Kristallisationsanordnung zeigte. Im Hinblick auf die noch mehr amorphen erstbeschriebenen Fälle und die im großen und ganzen auch feinkörnige Ausfällung der Opale möchte man eine beginnende bzw. mehr und weniger unvollständige Entglasung eines schon fast gehärteten amorphen Kieselsäureabsatzes annehmen. Die sehr feinen Fäserchen der Entglasung zeigen an, daß die Faserungsachse optisch positiv, also Quarzin (oder Quarz) ist, wobei man betonen muß, daß nur ein verhältnismäßig zurücktretender Teil derart kristallin geworden ist. Im allgemeinen galt hier, daß die Feinfaserung auf die weniger gefärbten zügigen Zwischenbänder verteilt ist, wenn auch gelegentlich das Gegenteil der Fall ist.¹⁾ — Wichtig ist ferner, daß die Faserung nicht quer über die schmalen längsgestreckten Bänder hinübersetzt, sondern tatsächlich längs und mit denselben verläuft; weiters daß in dieser Faserung eine dieser an Schwäche entsprechende, wenig scharf ausgeprägte, in Abständen und Erstreckungen unregelmäßig abgesetzte, intermittierende Unterbrechung deutlich ist und daß in diesen Unterbrechungsräumen nicht selten eine längsgerichtete Faserung auftritt; an einzelnen Stellen tritt ein fast gleichwertiges Kreuzgeflecht beider Faserungszüge auf; mit dem Gesagten zusammenhängt, daß deutliche scharfe Anfangs- und Endbegrenzungen der Fasern fehlen: vielleicht sind die Fasern nach beiden Seiten gewachsen, was mit der Eigentümlichkeit der Schichtung mit gekreuzter Faserung und des dadurch bedingten Diffusionsverlaufs verständlich zusammenhängen muß. Daß diese Art der Schichtung einer Diffusionskristallisation und ihren Intermissionen entspricht und nicht etwa Pigmenteinstreuungen, braucht nicht hervorgehoben zu werden, daß aber Pigmenteinschaltungen dem ungehinderten Verlauf einer Entglasungskristallisation entgegenstehen, ist ebenso verständlich.

Ein Präparat zeigt neben den auch hier auffälligen körneligen, fast pflasterartigen gleichmäßigen Ausscheidungen mit Ockerinhalt (nicht-Rinde!) stellenweise stabartige schwach wurmförmig gebogene Ockeropalgebilde. Außerdem ist an einer Stelle kenntlich, daß zu beiden Seiten eines scharfen Sprungs im Opalglas die Ockeranreicherung verschieden ist; auf einer Seite macht der verminderte Ockergehalt einem mehr gleichmäßig glasartigen hellen Verhalten Platz, ohne daß man bemerkt, daß durch die Entfernung des Ockers ein lückiges Gefüge entstanden oder der Zug der Ockeranordnung verändert worden wäre. Auch die feine Ent-

¹⁾ Die Faserung erscheint denn auch deutlich nur in der Umgebung stark gefärbter Opalgebilde, in welchen offenbar eine nachträgliche Anhäufung der Eisenverbindung stattfand.

glasungsfaserung ist zu beiden Seiten des Sprungs ohne Unterschiede; ebenso gehen die unten zu erwähnenden Chalzedonfaserüberzüge ohne Änderung durch den Sprung hindurch, sind also älter. Da dieser Sprung nur in festem Zustand der Masse entstanden sein kann, so ist klar, daß das verschiedene stoffliche Verhalten zu beiden Seiten nur die Folge eines verhältnismäßig späten Vorgangs gewesen sein kann, welche mit Wasserabgabe auf der einen Seite auch zugleich auf den ursprünglichen Bestand der Ockerverteilung eingewirkt hat.

Im großen und ganzen bietet das Bild der ockerigen Bänder durchaus mehr das einer Lagerung verschiedener wirt übereinander fließender, beim Fluß zersetzter, gestreckter und verzogener zähflüssiger, auch nachträglich zum Teil verstärkter Überzüge, als das Bild einer auch wirren Diffusion; hierbei kann ebenso an eine Aufeinanderfolge von zeitlich verschiedenen Einzelstadien des Flusses gedacht werden, als an zeitlich verschiedene Ausfällungs- oder Mischungsbewegungen innerhalb einer Säule von Kieselsäuresol, wobei aber das sehr wahrscheinlich ist, daß das Eisenoxyd zur raschen Ausfällung des Kieselgels und zu der Festlegung der Gestaltung vielleicht auch der Dichtigkeit des Opals beigetragen hat und in allerfeinster Verteilung dem Opal optisch wie unauflöslich beigemischt ist.

Neben den erwähnten Bändern, teils ihnen gleichlaufend, teils sie durchkreuzend, erscheinen kleine, bis zu 2 cm lange und 1 cm hohe, bis 2 mm quer klaffende Hohlräume, welche mit ihrer kleinkugelligen Oberflächenbegrenzung schon mit bloßem Auge zu erkennen sind; sie sind unter dem Mikroskop farblos und gehen stellenweise seitlich in Zonen mit interglobularen Räumen und großkörniger Opalstruktur über; sie erweisen sich als dicht und gleichmäßig hell und scharf gefasert; der optische Charakter der Faserung ist negativ und weist auf Chalzedon hin. Diese Faserung steht in keinem Zusammenhang mit der ganz ungleichartigen der Opalentglasung, welche für sich eine sehr viel geringere Regelmäßigkeit, Feinheit und Helligkeit nicht überschreitet.

Ich halte dafür, daß der Chalzedon in Zusammenziehungs-Reißlücken des zu Opal rasch erhärtenden Gels dadurch entsteht, daß von diesen aus Lösungsreste mit geringerem Wassergehalt angesaugt werden und dort langsam zu Faserchalzedon auskristallisieren; die Entstehung der Opalfaserung ist wohl ein erst viel späterer, in der erhärtenden amorphen Masse sich abspielender Vorgang.

Umgekehrt, wie in den Strukturelementen des Chalzedons ist also hier das Eisenpigment in allerfeinster Form und Verteilung der Kieselsäure beigemischt, während es im Achatchalzedon sichtlich dessen Fasern verbindet, verkittet und in der Gestaltung des Pigmentelements von der der Chalzedonfasern und -lamellen abhängig ist. Die überwiegende Mehrzahl der Beobachtungen läßt erkennen, daß die Entglasungsfaserung nicht an den Stellen des ursprünglichen Pigmentgehalts auftritt, sondern an jenen der abnehmenden bis fehlenden Eisenfärbung, so daß eher der Schluß gefolgert werden darf, daß bei dem die Entglasung begleitenden Wasserverlust auch das Pigment gewandert ist. Daß eine Enteisung auch ohne Veränderung der Urteilchen des Gefüges und ohne deutliche Restlücken eintreten kann, das ist auch nachgewiesen worden. Bedeutungsvoll scheint die Entstehung von Chalzedon aus Lösungswanderung (vielleicht als Ansaugung, Geogn. Jahresh. 1916 S. 36—37) in quere Zerreißungslücken hinein. Im großen und ganzen sind die beiden Kristallisationsvorgänge optisch ebenso wie in der Stärke, Schärfe und Geschlossenheit sehr voneinander verschieden.

Ergebnisse aus der Untersuchung Dr. Spengels an den Opalen von Zeitlofs und Steinheim.

Der Opal von Zeitlofs hat einen bemerkbar höheren Wassergehalt, was vielleicht darauf zurückzuführen ist, daß er sehr bald nach seiner Auffindung in einem frisch geöffneten Steinbruch zur Untersuchung gelangte, während die Steinheimer Stücke schon mehrere Jahre lang in einer Sammlung gelegen haben; man hat es bei diesen offenbar mit vermindertem Urwassergehalt zu tun. Für die Steinheimer Stücke gilt nun im allgemeinen das, auf was Dr. SPENGLER Geogn. Jahresh. 1918 S. 66 schon für den Zeitlofser Fund aufmerksam macht, daß infolge des viel größeren Wasserverlustes der Opale die Kurve bei der gleichen Ordinatenenteilung, wie sie l. c. S. 26 für den Chalzedon durchgeführt wurde, die vier- bis zehnfache Höhe erreichen würde; Dr. SPENGLER hat daher ein anderes Grundmaß genommen für seine zeichnerische Darstellung (1 mm = 10 mg aeq.).

Sodann ist hervorzuheben, daß der weiße von der veränderten Randzone scharf getrennte Opal beträchtlich geringeres Entwässerungsmaß aufweist; es ist das nicht auf den mikroskopisch nicht ganz dichten Zusammenschluß, der ja auch im Ausgangsgewicht zum Ausdruck kommt, zurückzuführen, sondern auf die beihelfende Wirkung des Brauneisens im gefärbten Opalanteil, welche in den gestaltlich ziemlich unterschiedlich gefärbten (II u. III) annähernde Größen erzeugt. Hierbei ist aber noch folgendes zu berücksichtigen: Der gelbgefleckte deutlicher entglaste Opal hat den höchsten Wassergehalt; es hängt das offenbar mit der entschiedeneren und kräftigeren Färbung zusammen und hat die sehr naheliegende Erklärung, daß mit der Entglasung zwar eine Wasserabgabe verbunden ist, aber auch eine Wanderung des Eisensalzes, welches sich daneben etwas anhäuft, damit auch einen großen Teil des Wassers für sich wieder bindet; dies weist wohl dahin, daß das Eisen ursprünglich als Sauerstoff-reicherer und reversibles Hydroxyd eingeschlossen war, was letzteres ich auch für das Oxyd bei dem Chalzedon der echten Achate schloß. Mit einem Kristallisationsbeginn des ursprünglichen Gels ist also offenbar unentziehbar eine Wanderung des ursprünglich sehr gleichmäßig oder viel gleichmäßiger verteilten Eisenoxys verbunden.

Von Wichtigkeit ist auch die Darstellung der Wiederaufnahme von Wasser in den geglühten Stücken, welche bei dem weißen Opal der Außenzone bis zu einem gewissen Punkt noch aufsteigt und dann langsam nachläßt, während bei dem braunen Mittelband des gleichen Fundstücks von dem ähnlich gelegenen Punkt eine starke Wiederaufnahme von Wasser zu bemerken ist; es hat den Anschein, als ob dieses unterschiedliche Ansteigen lediglich dem Eisengehalt zuzuschreiben ist. — Leider konnten diese Untersuchungen nicht mehr fortgesetzt werden.¹⁾

Entwässerungsversuche an den Opalarten von Steinheim von Dr. Adolf Spengel.

1. Das größere Untersuchungsobjekt zeigt eine weiße Außenschicht und hierunter ein braunes Mittelband, welche jede für sich entwässert wurde. Das feinst gepulverte Mineral wurde unter ständiger Messung der Temperatur zunächst in einem Thermostaten, für die mittleren Temperaturen in einem Nickelluftbade und die höheren Wärmegrade in einem elektrischen Tiegelofen jeweils zwei Stunden

¹⁾ Vielleicht ist es möglich über ein den Opal von Zeitlofs begleitenden Absatz dunkel braunschwarzen Tones in den Erläut. z. Bl. Brückenaue einen analytischen Nachtrag zu bringen.

entwässert. Es ergaben sich hierbei für die einzelnen Temperaturintervallen folgende Wasserverluste, die auf Gewichtsprozent-mg-äquivalente eingerechnet in ein Koordinatensystem eingetragen wurden (vgl. Beilage).

a) Weiße Oberschicht von Steinheimer Opal I.

Einwage 1,3930 g.

Beobachtete Temperatur in Graden Celsius	Absoluter Gewichts- verlust in Gramm	Gewichts- verlust in Prozenten	Gewichtsverlust in mg äquiv. $\left[\frac{H_2O}{2} = 9 \right]$
105	0,0439	3,15	350
155	0,0051	0,36	40
200	0,0050	0,36	40
250	0,0000	0,00	—
300	0,0042	0,31	34
350	0,0000	0,00	—
400	0,0000	0,00	—
450	0,0039	0,27	30
500	0,0000	—	—
550	0,0013	0,09	10
700	0,0012	0,08	9
900	0,0034	0,24	26
1050	0,0000	—	—
Gesamtwasserverlust	0,0680	= 4,86	539

Kontrolle durch Glühverlustbestimmung: 1,6328 g des Opals I ergab im elektrischen Tiegelofen bis auf Gewichtskonstanz gegläht einen Verlust von 0,0796 g = 4,87% Wasser.

b) Braunes Mittelband im Opal von Steinheim II.

Einwage 1,2510 g.

Beobachtete Temperatur in Graden Celsius	Absoluter Gewichts- verlust in Gramm	Gewichts- verlust in Prozenten	Gewichts- verlust in mg äquiv.
105	0,0362	2,89	321
150	0,0199	1,59	176
200	0,0036	0,29	32
250	0,0000	0,00	—
300	0,0023	0,18	20
350	0,0018	0,14	15
400	0,0023	0,18	20
450	0,0028	0,23	25
500	0,0014	0,11	12
550	0,0014	0,11	12
700	0,0019	0,15	17
900	0,0028	0,22	24
1050	0,0022	0,17	19
Gesamtwasserverlust	0,0786	= 6,26	693

Kontrolle durch Glühverlustbestimmung: 0,2005 g des Opals II ergaben im elektrischen Ofen bis zu Gewichtskonstanz gegläht 0,0125 g Wasserverlust = 6,23%.

2. Gelbgefleckter Opal III.

Einwage: 1,4593 g.

Beobachtete Temperatur in Graden Celsius	Absoluter Gewichts- verlust in Gramm	Gewichts- verlust in Prozenten	Gewichts- verlust in mgäquiv.
105	0,0500	3,42	380
155	0,0199	1,32	146
200	0,0070	0,45	50
250	0,0020	0,13	14
300	0,0008	0,05	5
350	0,0015	0,10	11
400	0,0006	0,04	4
450	0,0028	0,19	21
500	0,0029	0,20	22
700	0,0024	0,16	17
900	0,0012	0,08	9
1050	0,0031	0,21	23
Gesamtwasserverlust	0,0942	= 6,35	702

Kontrolle durch Glühverlustbestimmung: 1,5776 g obiger Substanz ergaben im elektrischen Tiegelofen bis zu Gewichtskonstanz geglüht 0,1015 g Wasserverlust = 6,43% Wasser.

Bezüglich der Einzelheiten der Untersuchung des Opals von Zeitlofs (Rhön), welche in der Zeichnung mit zur Darstellung gelangen, sei auf Geogn. Jahresh. 1918/19 S. 66 verwiesen.

Alle drei Opalarten geben bis 105° C. nahezu die gleiche Wassermenge ab, wie aus der benachbarten Lage der jeweiligen Ordinatenpunkte ersichtlich ist.

Es beträgt dieser Verlust bei:

Opal I . . .	3,15 %	oder	350 mgäquiv.
Opal II . . .	2,89 "	"	321 "
Opal III . . .	3,42 "	"	380 "

Bei diesem Ordinatenpunkt tritt ferner eine Änderung des Verhaltens ein, während bei den Opalarten II und III die Wasserabgabe sich in lebhafter Weise fortsetzt bis 155°, tritt bei Opal I ein starker Abfall in der Dehydratationsgeschwindigkeit ein, welcher nahezu auf $\frac{1}{10}$ des Anfangswertes zurückgegangen ist (s. Tabellen) und in dem bei Ordinate 105 beginnenden allmählichen Ansteigen der Kurve zum Ausdruck kommt. Außer diesem Punkt 105 sind an Opal II auch keine weiteren Knickpunkte wahrnehmbar, die für die Existenz eines Hydrates sprechen würden.

Eine große Ähnlichkeit kommt zum Ausdruck in dem Verlauf der Kurven für den gelbgefleckten Opal und das braune Mittelband des weißen Steinheimer Opals, für welche letztere des innigen Kontaktes halber, eine derartige Übereinstimmung verständlicher gewesen wäre als wie bei den gänzlich zusammenhanglosen Spielarten II und III. Diese beiden Opalarten nähern sich hinsichtlich des Wassergehaltes dem bei 6% liegenden Durchschnittswerte des Wassergehaltes der Opale.

Über die Wasseraufnahme geglühter Opale.

In der Literatur finden sich Beispiele dafür, daß es Opale gibt, die, wenn man sie entwässert hat, Wasser aus feuchter Luft anziehen und oft mehr als sie ursprünglich besaßen. Obwohl die Aufnahmefähigkeit durch längeres Glühen ver-

loren gehen soll, wurden die geglühten Opale hinsichtlich ihrer Aufnahmefähigkeit für Wasser beobachtet.

Von dem weißen Opal (I der Entwässerungskurve) wurden 0,9672 g geglühte Substanz, von dem braunen Mittelband II 0,1880 g Substanz unter einer Glasglocke feuchter Luft ausgesetzt, welche von einem eingestellten Schälchen mit Wasser ausging.

Es betrug die Gewichtszunahme an Wasser

a) für weißen Opal I

nach Ablauf von

1 Tag	+ 0,0005 g	= + 0,05 %	oder	5,5 mgäquiv.
2 Tagen	—	—	—	—
3 "	— 0,0004 g	= — 0,04 %	oder	4,4 mgäquiv.
4 "	+ 0,0008 "	= + 0,08 "	" "	8,8 "
5 "	— 0,0005 "	= — 0,05 "	" "	5,5 "
108 "	+ 0,0143 "	= + 1,48 "	" "	164,4 "
126 "	— 0,0024 "	= — 0,25 "	" "	27,7 "
157 "	— 0,0007 "	= — 0,07 "	" "	7,7 "
188 "	— 0,0002 "	= — 0,02 "	" "	2,2 "

insgesamt 2,04 % Gewichtszunahme.

Von 4,86 % des in der ursprünglichen Substanz vorhanden gewesenen Wassers waren wieder 2,04 %, rund 42 % dieser Menge aufgenommen worden.

b) Braunes Mittelband.

Die Gewichtszunahme von 0,1880 g Substanz betrug nach Ablauf von

1 Tag	+ 0,0005 g	= + 0,26 %	oder	28,8 mgäquiv.
2 Tagen	— 0,0004 "	= — 0,21 "	" "	23,3 "
3 "	+ 0,0005 "	= + 0,26 "		
4 "	—	—		—
5 "	—	—		—
108 "	+ 0,0030 "	= + 1,66 "	" "	184,4 "
126 "	— 0,0030 "	= — 1,66 "	" "	184,4 "
157 "	+ 0,0009 "	= + 0,47 "	" "	52,2 "
188 "	+ 0,0004 "	= + 0,21 "	" "	23,3 "

insgesamt 1,20 % Gewichtszunahme.

Von 6,27 % ursprünglichem Wassergehalt wurden also 1,20 %, rund 21 % dieser Menge in einem halben Jahr wieder aufgenommen.

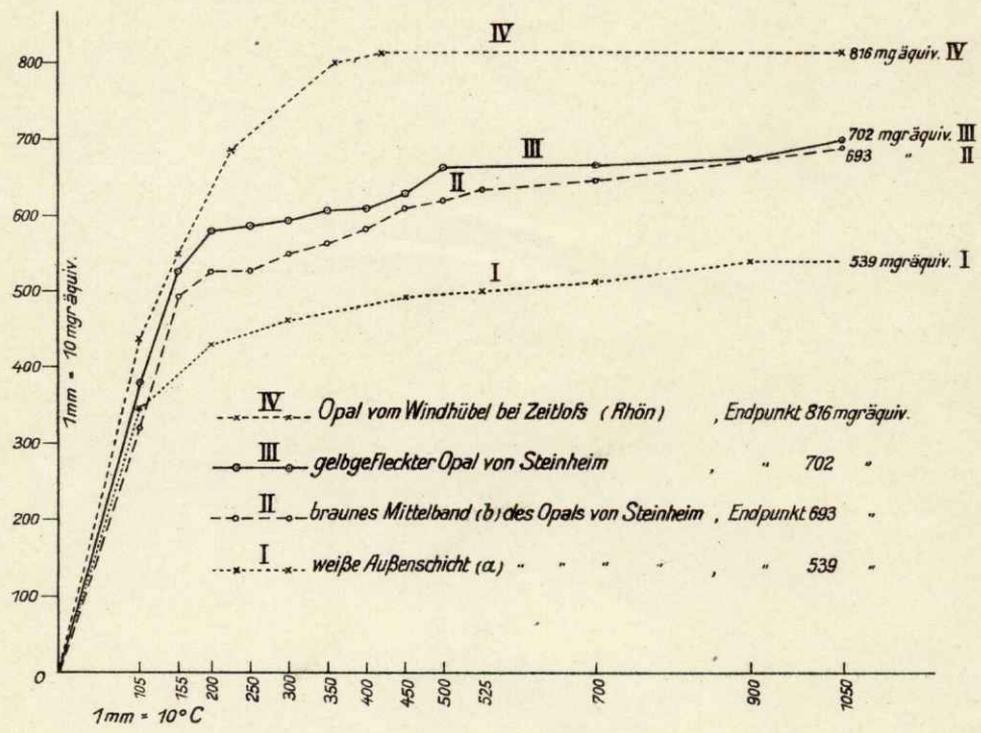
Wenn bei diesen stark geglühten Substanzen auch nicht die Ausgangswerte erreicht wurden, zeigen die Versuche dennoch die Fähigkeit der Opale, nach dem Glühen überhaupt wieder Wasser aufnehmen zu können.

Abgeschlossen, 22. Juli 1921.

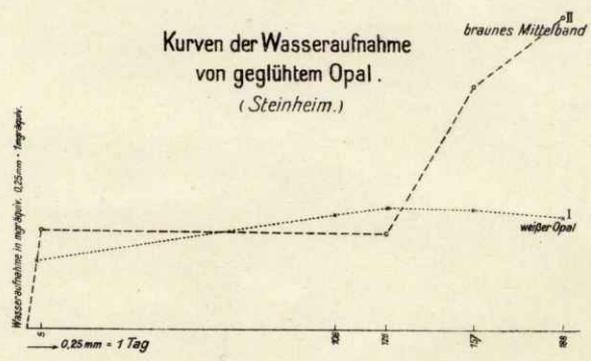


Kreis = Sprengel

Opal = Entwässerungskurven .



Kurven der Wasseraufnahme von geglühtem Opal . (Steinheim.)



Geologisches Übersichtskärtchen 1:25 000^x des Gebietes um und westlich von Kirchheimbolanden (Pfalz)

erläutert von

Dr. O. M. Reis.

Mit einem bodenkundlichen Beitrag von Dr. H. Niklas.

(Mit 1 Abbildung.)

*x Karte mitliegend
30. 3. 49*

Vorbemerkung.

Es schien nötig, einiges aus der Umgebung von Kirchheimbolanden in größerem Maßstabe als 1:100 000 zu veröffentlichen und dabei einige Ergänzungen zum Kartenbild und seiner Durcharbeitung anzubringen, nicht zum mindesten solche, welche die bodenkundliche Übersicht etwa zum Gebrauch für die landwirtschaftliche Schule betreffen.

Die Kartengrundlage ist schon längere Jahre auf Grund der alten Blätter 1:25 000 ausgearbeitet; sie wurde nach Erscheinen der neuen Meßtischblätter mit Höhenlinien versehen. Ein Aufdruck mit roten Fallzeichen etc. war nicht mehr möglich.

Ein kurzer allgemeiner Überblick über die Formationen und den Aufbau sollen den neuen Mitteilungen beigegeben werden, damit auch die, welche die sonst notwendigen Erläuterungen zum Blatt Donnersberg nicht besitzen, das Kärtchen, zu dessen Benützung ein topographisches Blatt empfohlen wird, mit Vorteil verwenden können. Die Schatten-, Tüpfelungs- und Strichelungsmarken für die Schichtgruppen sind im wesentlichen die gleichen wie in den Blättern Donnersberg-Alsenz und Lemberg-Odernheim-Altenbamburg 1:50 000 in Geogn. Jahreshefte 1915 und 1918/19, von welchen beiden Abhandlungen dem Naturwissenschaftlichen Verein der Rheinpfalz Pollichia in Bad Dürkheim eine Anzahl Sonderabdrucke vom Verfasser überwiesen wurden.

Geologische Übersicht.

Das Kärtchen stellt einen wichtigen Raum im Bereich des das Nordpfälzer Bergland bildenden Schichtengewölbes aus unter- und oberrotliegenden Schichten dar; es liegt an einem vorspringenden Südwesteck, in welchem der Rheintaleinbruch mit seiner nordwestlichen Nische, der „Marnheimer Einbruchbucht“, in den Gewölbekörper hereingreift und tertiäre Ablagerungen neben aufragendem Rotliegenden in Kirchheimbolanden selbst abgesetzt hat, wo andererseits mittlere oberrotliegende Schichten auf vorher aufgerichtete und gestörte Schichtverbände des Unterrotliegenden und die in ihnen emporgedrungenen plutonischen Massengesteine übergreifen. Das letztere ist der Fall an der Stelle, wo im Südwesteck des Kärtchens der Felsitporphyr (Pf) des Donnerbergs noch herübergreift und zwar östlich vom Bastenhaus,

wo das Porphyrkonglomerat in den letzten Verzweigungen des an der Dannenfesler Mühle nach SO. vorbeiziehenden Grabens auf Unteren Lebacher Schichten aufrucht, wo dieses Konglomerat in dem Grabengebiet zwischen dem Alten Bauwald und dem Bahnhof Kirchheimbolanden nahe am Ostrand des Blattes auf Porphyr und Hochsteiner Porphyrit liegt, während das Untere Oberrotliegende mit letzterem, dem Grenzlager-Porphyrterguß und den angeschlossenen Tonsteinen ro^1 in dem Strich über dem Tierwasenerhof und nordöstlich vom Eisensteinwald eine davon selbständige, vorher durch Erdbewegungen gehoben, getrennte Verbreitung haben. Diese selbständige Stellung setzt sich nördlich vom Donnersberg über Hochstein nach SW. fort. Nördlich von diesem Strich zieht sich der weniger gestörte Südrand des Pfälzer Gewölbes zwischen Orbis und dem Forsthaus Pfalz in den Oberen Lebacher und Olsbrücker Schichten hin; südlich davon beginnt die Reihe der oberen Oberrotliegenden Schichten und nordöstlich läßt, wie erwähnt, der Westrand der Marnheimer Einbruchnische als Teil des Rheinalgrabens in schon umfangreicher Weise die rheinischen Tertiär- und Diluvialschichten hereinrücken.

Kurze Beschreibung der Schichtverbände.

Die ältesten Schichten des Gebiets sind die Odenbacher Schichten ru^{2a} zwischen Bastenhaus und Donnersbergfuß, in Kreuzschraffur dargestellt; es sind hier nicht sehr gut aufgeschlossene, aus weißen Quarziten bestehende Konglomerate, Sandsteine und graue milde Schiefertone, in welchen besonders weiter westlich zwischen der Seedelle und dem Mordkammer-Hof die bekannten paläozoischen Süßwassermuscheln (*Anthrakosia*) bekannt sind; an letzterem Ort wurde auch das Odenbacher Flöz erschürft und bis in die letzte Zeit ein Versuchsbau getrieben. Der Kontakt dieser Schiefer mit dem Porphyr, den v. GÜMBEL entdeckte, ist von mir im Geogn. Jahresh. 1915 Tafel III Fig. 4 verbildlicht worden; er beweist, daß der Porphyr durch die Odenbacher Schichten, d. h. durch das Rotliegende durchgebrochen ist; dies und die eingebrochenen, sicher nicht oberrotliegenden Schollen im Erzrevier bei Imsbach beweisen, daß ein großer Teil der ganz einheitlichen Masse von dem Mantel durchbrochener Schichten entblößt wurde und auf dem nackten Porphyrkern in viel späterer Zeit sich die mittleren Oberrotliegenden-Gebilde, beginnend mit einem Porphyrkonglomerat abgesetzt haben.

Die nächst höheren Schichten des Unterrotliegenden wären die Alsenzsandsteine und die Hooper Schichten; sie fehlen hier und treten im weiten Liegenden der Unteren Lebacher Schichten im Nordwesteck des Kartenblocks auf. Die letzt-erwähnten Schichten (ru^3) sind im Nordwesteck des Blattes und bei Orbis verbreitet, nördlich vom Forsthaus Pfalz nach dem Kornbach, der Heßenhütte im Oberwiesenertal und südlich von Orbis. Es sind durchweg feinkörnige hellgraue, gelblich verwitternde, öfters zu Baustein geeignete, auch dickbankige Sandsteine mit dunkelgrauen Schiefertonzwischenlagen; hie und da fanden sich im Oberwiesenertal schwache kohlige Schmitzchen eingeschaltet.

Äußerlich sehr verschieden ist ihr Auftreten bei Orbis, woselbst sie im Bereich der Quecksilbermineralisation in umfangreicher Weise verkieselt sind. In der tiefst liegenden Halde neben dem Pfad nach Kirchheimbolanden fanden sich durch den Bergbau aufgebrachte Fischreste und Koprolithen in dunklen kalkigen Schieferplatten, und am Kirchheimer Berg wurde bei der mikroskopischen Untersuchung der Verkieselungserscheinung in den Sandsteinplatten auch eine Schicht angetroffen, welche schon in den Unteren Lebacher Schichten die Tatsache beginnender

vulkanischer Tätigkeit vorführt, Bildungen, welche an Aschentuffe von Quarzporphyroiden angeschlossen werden müssen (Erl. z. Bl. Donnersberg S. 80).

Ein drittes Vorkommen von Unteren Lebacher Schichten ist östlich vom Bastenhaus zu erwähnen; es schließt sich zum Teil eng an die angeführten Odenbacher Schichten im Liegenden des Donnersbergporphyrs an; es hat in seiner Begleitung einen Streifen Oberer Lebacher Schichten und besitzt sein Lagerungsvergleichstück in dem Zug der gleichen Schichten, welche jenseits Mariental, nordwestlich vom Bereich der Odenbacher Schichten über den Fuchshof nach Falkenstein ziehen; es ist das eine tektonisch wichtige Stelle, auf welche unten zurückzukommen ist.

Die höheren und höchsten Schichten des eigentlichen Pfälzer Gewölbes sind die Oberen Lebacher Schichten (ru^{4a}); sie bestehen hauptsächlich aus grobkörnigen, graulichweißlichen Sandsteinen mit oft blut- bis violettroten Flecken und rötlichen tonigen Zwischenlagen; sie bilden ausgezeichnete Bausandsteine und wurden früher zwischen Leithof und Rotenkircher Hof, auch im oberen Kernbach und beim Forsthaus Pfalz abgebaut.

An sie schließen sich eng die Olsbrücker Schichten (ru^{4b}) an, welche neben zurücktretenden Sandsteinen besonders aus tief roten und violetten Schiefertönen mit Tonsteinen bestehen; letztere für das Rotliegende charakteristische Gesteine sind häufig bröckelsteinartig ausgebildet und enthalten nicht selten wie auch die Sandsteine frische Feldspäte; es sind meist gebleichte und feinkörnige, hartsteinig gewordene Verwitterungserzeugnisse von Graniten und Porphyren mit feiner Schichtungsbänderung; an der „Ambach“-verzweigung findet man in ihnen auch gebänderten Jaspis; sie treten deutlich auf am Südwest- und Nordostrande des Krehbergmassivs und in geringen Resten am Nordrand des Schillerhains bei Kirchheimbolanden.

Das Oberrotliegende beginnt sonst mit den Tuffbrekzien der Söterner Schichten (ro¹), denen das Grenzergußlager, hier ein Porphyrit (Mdp) angeschlossen ist; die tiefsten Tuffe fehlen hier; das große Grenzlager bildet den Eichelberg, Kahlenberg und die Feldfläche des Tierwasener Hofes und dessen tektonisch abgerissene Fortsetzungen NO. und SW. vom Eisensteinwald bei dem Talpunkt 318 und die breite Kuppe des Drosselfels- und Schwarzfelsgebiets, wohl auch einen Teil der „Wart“-scholle P. 350 W. Kirchheimbolanden.

Südöstlich vom Tierwasener Hof scheint regelrecht mit Südosteinfallen darauf zu liegen ein Schichtenverband aus zahlreichen Tonsteinen mit Hygrophilit, einem weißlich talkartigen Mineral, welches sonst die Söterner (oder Hochsteiner) Schichten kennzeichnet. In den Verband der Söterner Schichten fällt auch noch ein zweiter, von dem ersten besonders mikroskopisch gut zu unterscheidender, meist sehr dichter und blasenarmer Erguß, der Hochsteiner Porphyrit, der im Westen des Blättchens zwischen der Drosselfelskuppe und Bastenhaus das abgebrochene Teilende seiner Verbreitung von Hochstein her besitzt. Ein davon getrenntes Auftreten ist zwischen der „Warte“ bei Kirchheimbolanden und dem Weidaser Wald zu erwähnen, in welchem früher beim Wingertröden eine in der Karte etwas zu breit gezeichnete tuffige Einschaltung beobachtet wurde. — Diese breiten Effusivmassen haben, wie es scheint, die sonst dazwischen liegenden Sedimente ro¹ verdrängt, wie sie andererseits aber auch selbst starken Verlagerungen und Abtragungen ausgesetzt waren, so daß weit auseinander liegende Teile ursprünglich einer körperlichen Einheit angehört haben; sie sind beide in verschiedener Weise zu beiden Seiten des Porphyrgebiets Krehberg, Kühkopf—Waidaser Wald in Trümmern abgesunken (vgl. S. 256 und S. 260/61).

Wie einleitend erwähnt, legt sich an diese durch Erdschollenbewegung aus ihrer ursprünglichen Lage verrückten Massen das mittlere Oberrotliegende (ro^{2b}) an; es beginnt mit Porphyrkonglomeraten, welche auf vorher gestörten Schollen zum Teil von Unteren Lebacher Schichten, von Porphyr und Porphyrit übergreifend auflagern; darüber folgen hauptsächlich Schiefertone, deren Absatz ein schmaler basischer Eruptivgesteinserguß (Tholeyit) mit hangenden Tonsteinen unterbricht; darauf stellen sich wieder rote Schiefertone ein, welche in höherer Lage mehrere Kalkbänkechen enthalten, die in dem Straßeneinschnitt W. der Dannenfelder Mühle spärliche Pflanzenreste, Fischstacheln und Schuppen enthalten, die sogen. Acanthodesbank; auch hier treten nochmals ein Porphyrkonglomerat und Tonstein-artige Bänkechen auf; aufwärts folgen wieder Schiefertone und tonige Sandsteine von hauptsächlich roter Farbe.

Über dieser Abteilung des Mittleren Oberrotliegenden reiht sich nach oben ein starkes Quarzitkonglomerat (ro³) mit hangenden tiefroten Schiefertönen an, welche letzteren weiterhin in der Folge nach oben zu unter dem hier nicht mehr auftretenden Buntsandstein die vorherrschende Gesteinsart darstellen. Das Quarzitkonglomerat ist besonders im Westen nördlich Dannenfels, im Osten südlich und westlich von Bolanden-Wingertsberg und Schloßberg aufgeschlossen.

Die Lavagesteine des Gebietes.

Sie sind hier und in den Erläuterungen zu Blatt Donnersberg 1 : 100 000 kurz geschildert nach den eingehenden mikroskopischen Untersuchungen des Landesgeologen Dr. SCHUSTER. Es gibt auch hier Durchbruchs- und Ergußlaven; wir haben auch hier saure und basische Gesteine.

Zu den sauren Durchbruchsgesteinen gehört der Porphyr des Donnersbergs, ein Quarzeinsprenglinge nur stellenweise führender dichter Felsit, der Porphyr des Krehbergs bis zur Kohlhütte mit stellenweise sehr feinschieferiger Zerklüftung (76 und 81% Kieselsäure), der Porphyr des Kühkopfs, Alten Bauwalds, Waidaser Walds, Galgenbergs und des Heubuschkopfs am Nordostrand des Blatts; es sind alles Felsitporphyre, welche nur an einzelnen Stellen Abänderungen der durchschnittlichen Struktur aufweisen. Die große westlich von Kirchheimbolanden liegende Porphyrmasse ist jedenfalls sehr spät emporgebrochen; sie hat die Oberen Lebacher Schichten noch durchbrochen, was wohl auch für den Donnersbergporphyr zum Teil gilt; sie steckt aber ihrer Hauptmasse nach stockförmig in tieferen Schichten und ist an keiner jetzt zu beobachtenden Stelle oberflächlich geflossen; sie konnte daher von verhältnismäßig gering mächtiger Schichtenummantelung rasch entblößt werden.

Der Porphyr des Krehbergs ist innerlich durchbrochen von einem sehr basischen, Kieselsäure-armen Gestein, einem Tholeyit, welcher zum Teil vollkristallin ist, d. h. die Anzeichen einer Tiefenerstarrung besitzt; es ist wahrscheinlich, daß die noch hohe Eigenwärme des Porphyrs dies verursacht hat; dies und die Tatsache, daß er Bruchstücke des Porphyrs eingeschlossen zeigt, beweist auch das jüngere Eindringen durch das ältere Durchbruchsgestein. Das Gestein wird in neuen Brüchen im Winkelbach gewonnen.

Ein anderer Durchbruch durch den Porphyr ist das Gestein von der „Haid“ bei Kirchheimbolanden. Hierüber teilt nach der Untersuchung einer erneuten, frischer erhaltenen Einsammlung an der Halde des verlassenen Schurfs Landesgeologe Dr. MATTH. SCHUSTER mit:

„Im gewöhnlichen Licht sieht man regellos angeordnete zahlreiche, wenig getrübe Feldspäthen (bis 1/2 mm) teils als gedrungene Prismen, teils zu kleinen

Komplexen aggregiert in einer ziemlich reichlichen Matrix schwimmen, welche farblos und reichlich mit rundlichen und quadratischen Erzkörnchen und zahlreichen farblosen Mineralkörnchen durchspickt ist. — Dieses Bild erinnert an die Grundmasse von basaltischen glasreichen Melaphyren, wobei die farblose Matrix Gesteinsglas mit Erz- und Augitkörnchen vermennt darstellt. Die hiezu gehörigen Einsprenglinge von Plagioklasen, Augit und Olivin fehlen in den untersuchten Schliffen und scheinen auch im Gestein selten zu sein.

Bei gekreuzten Nicols erweisen sich die Feldspäthchen als recht frische, meist englamellierte, in den größeren Gebilden zonar struierte Kristalle, wobei diese gewissermaßen einen Übergang zu den in Melaphyren gerne zonar aufgebauten Einsprenglingsfeldspäten bilden. Die farblose Matrix löst sich nunmehr in vier Mineralien auf, in eine farblose feldspätige Substanz, die verzahnte und nicht selten breit gestreifte Komplexe bildet, welche Erscheinungen des Anwachsens an die Feldspäte des Gesteins zeigen, in die erwähnten Erzkörnchen, in bei gewöhnlichem Licht farblosen Körnchen von Augit und in ungemein zahlreiche, langspießige Apatite. Diese Ausbildungsform der Matrix ist für Melaphyre nicht charakteristisch; sie entspricht aber völlig der feldspätigen Zwischenklemmasse der gabbroiden Tholeyite (sogen. Palatinite). — In der Verbindung der melaphyrischen Grundmassestruktur mit einem für Palatinite bezeichneten Stoffbestand steht das Gestein unter den basischen Eruptivgesteinen der Rheinpfalz allein da; es könnte zu der Neuhofer Masse als eine rasch erkaltete Randzone zugehörig gedacht werden.“

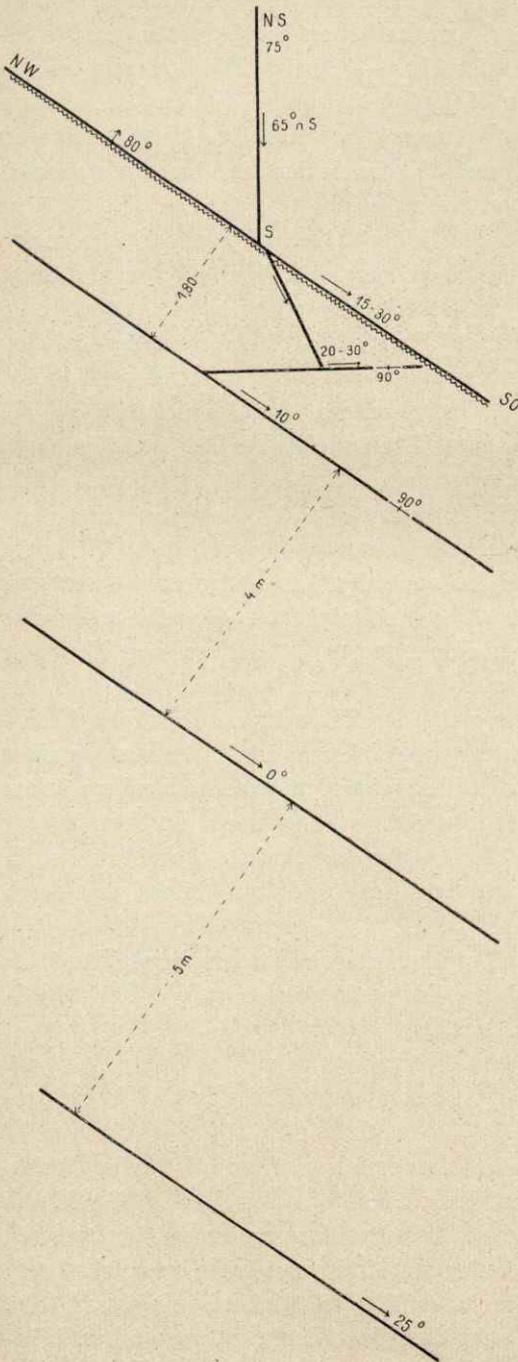
Diesem Tholeyit entspricht im Alter wohl der Tholeyit nördlich von Kirchheimbolanden, der zum Teil noch dessen Untergrund bildet; er ist früher auch in einer Meeressand-Grube in Kontakt mit den Oberen Lebacher Schichten stehend zu sehen gewesen (vgl. Erl. z. Bl. Donnersberg S. 154 Fig. 60), welche nach der Straße zur Haid (Leithof) hinüberziehen. Die zum Teil völlig lagerhaften Durchbrüche im Bereich der Unteren Lebacher Schichten westlich und bis Orbis sind auch Tholeyitgesteine.

Dem basischen Durchbruch durch den Porphyrit entspricht wahrscheinlich zeitlich der Erguß des schmalen Lagers im Mittleren Oberrotliegenden (ro^{2b}). Der Kieselsäuregehalt dieser Gesteine schwankt um 50%.

Die etwas älteren Ergüsse des Unteren Oberrotliegenden, das Grenzlager und das Hochsteiner Lager sind beides Porphyrite und stehen in ihrem Kieselsäuregehalt zwischen Tholeyit und Porphyrit.

Das untere Grenzlager ist häufig sehr blasenreich und enthält an mehreren Stellen (Abzweigung der Straße nach dem Thierwasen von der Hochstraße N. von Drosselfels) Achat, Quarz und untergeordnet Amethystdrusen; er ist häufig stark rötlich braun gefärbt; dichte Blasenansammlungen sind von einem randlich durch Grünerde gefärbten Malthazit-ähnlichen Mineral erfüllt (vgl. Min. d. Rheinpfalz S. 185). Das obere „Hochsteiner“ Lager ist meist sehr dicht und mehr zu graulicher, bläulicher Verfärbung geneigt; in frischen Bruch zeigt der Seidenglanz vielfach schon die fluidale Struktur der feinen Plagioklasnadelchen an; er wurde am Mannbühl und auf der Höhe neben der Römerstraße zu Schotter gewonnen. Der Hochsteiner Porphyrit hat 60% Kieselsäure und einen auffälligen Gehalt an Kali und Natron.

Es ist hervorzuheben, daß an dem eckigen Einbruch von Lagergesteinen, der im Höhenpunkt der „Wart“ gipfelt und hier sicher dem letzteren, Hochsteiner Porphyrit angehört, im nordwestlichen Teil mit zahlreichen kleinen Bläschen mit dem Grünerde-haltigen Malthazit-ähnlichen Mineral stellenweise auch größere



Blasen mit Quarz und etwas Chalzedon enthalten sind, wovon ich vor langen Jahren an Stelle des Baus des Genesungsheims (Gaenswald der alten Karte 1:25 000) ein gutes Stück sammelte; es drängt, dies sich auch in der Verwitterung wesentlich verschiedene verhaltende Gestein zum unteren Grenzlager zu rechnen und tektonisch abgesetzt zu halten; an der tektonischen Grenze ist das Gestein ganz mürb geworden.

Zur Tektonik.

Das Streichen der Schichten ist fast im ganzen Kartengebiet NO.—SW. und das Einfallen südöstlich; nur im Einbruch am oberen Ambach, nordöstlich vom Eisensteinwald, ist das Streichen WNW.—OSO. und das Einfallen nach SSW. und bei Orbis das Einfallen NW.; es äußert sich hier der in der tektonischen Übersichtskarte zum Blatt Donnersberg etwas zu weit östlich gelegte quere Teilgewölbefirst.

Zu dem was an verschiedenen Stellen (S. 256 u. S. 257) über den Aufbau und Gebirgszertrümmerung gesagt ist, sei zusammenfassend folgendes hervorgehoben: Der nordöstliche Teil des Pfälzer Gewölbes hat nach seiner Aufrichtung wieder einen abwärts gehenden Zusammenbruch erlitten. Von diesem sind verschont geblieben jene Gebiete, welche durch starke stockförmige Durchbrüche von Porphyry bis in große Tiefe eine hohe Innenfestigung erhalten haben; es ragen daher zu beiden Enden des Pfälzer Gewölbes im Donnersberg-Kirchheimbolander und dem Altenbamburg-Kreuznacher Gebiet zwei mächtige Porphyreckpfeiler hervor

und zeigen hinter sich nach dem Satteltkörper zu Senken zum Teil aus nicht so stark eingebrochenen Unterrotliegenden Schichten (Bastenshaus, Mariental-Falkenstein), zum Teil Ablagerungsmulden mit Mittlerem Oberrotliegenden. Diese Abbruchvorgänge zeigen sich auch in den Ergußlagern des Unteren Oberrotliegenden gegenüber dem festgebliebenen Porphyry des Krähberg-Kühkopf. Es ist, wie schon kurz erwähnt, vom Grenzlager Eichelberg-Tierwasen auf der Nordseite des Eisenstein-Wald ein

Stück abgesunken; die tektonische Abtrennung ist westlich gekennzeichnet durch die gehärtete NW.—SO. laufende Rippe einer Porphyrbrekzie, östlich durch die eingehender als in 1:100 000 dargestellten Bruchspalten, welche das Oberrotliegende gegen die östlichen Oberen Lebacher Schichten und gegen den südlichen Porphyrr des Kühkopfs absetzen; hierbei ist auch ein basisches Intrusionslager zerstückelt worden.

Ein kleines Abbild dieses Einbruchsvorgangs zeigt sich auch noch in dem Auftreten eines kleinen Restes des Grenzlagers südlich vom Forsthaus Pfalz.

Auf die Anzeichen der Bewegungsvorgänge in den Klüften der Oberen Lebacher Schichten der Umgebung von Kirchheimbolanden wurde S. 274—275 der Erläut. zu Blatt Donnersberg hingewiesen; die Tektonik des Gebiets ist in diesen Erläuterungen S. 248, 249 und 265 eingehender behandelt. Auf S. 261 steht das Bild des Bewegungszusammenhangs und der Schollenverschiebungen in einem Bruch östlich der den Grenzlagereinbruch NO. Eisensteinwald begleitenden NW.—SO.-Verwerfungen zwischen Galgenberg und Rotenkircherhof, welche eine Gruppe von uneinheitlich scheinenden Ausweichebewegungen darstellt, deren Möglichkeit nur unter Annahme von Schollenzerkleinerung und deren Abfrachtung gegeben ist. — Darauf senkrechte tangentielle Schubbewegungen sind im Porphyritbruch neben der Römerstraße P. 133 und im Judental (Porphyrschotterbruch) im Osten von Kirchheimbolanden zu beobachten. Ebenso ist das Grenzlager und Hochsteiner Lager an der „Warte“ in eckiger Scholle am Porphyrrand eingebrochen.

Der Nordostabfall der Kirchheimbolanderhöhe ist eine oligozäne Abtragungsfäche zunächst dem Steilabbruch gegen den Rheingraben, dessen Abbruchlinie in der Marnheimer Bucht von Eisenberg über Marnheim, östlich vom Bahnhof Kirchheimbolanden nach dem Ostrand des Heubuschbergs in der Richtung auf das Forsthaus Vorholz (etwas östlich davon) verläuft und von der SW.—NO. streichenden Verwerfung Orbis—Alzey abgelöst wird.

Erz- und Mineralfunde im alten Gebirge.

Beim Bastenhaus ist nach v. GÜMBEL im Melaphyr ein versteinter Asphalt gefunden worden; es handelt sich hier nicht um Blasenfüllungen im Grenzlager wie bei Dannenfels, sondern um gangartiges Auftreten, wie ich es aus den Lebacher Schichten von Gerbach beschrieben habe; ein jüngeres unbedeutenderes Asphaltartiges Vorkommen wurde bei einer Bohrung im Tholeyit N. von Kirchheimbolanden erschürft. Asphalt tritt auch ziemlich häufig in den verkieselten Gesteinen der alten Quecksilbererzfelder auf, besonders in einem selbst in den Feldspäten durch und durch verkieselten Tholeyit. Ab und zu findet man an diesen Halden auch Zinnober und Rosetten von graulich gefärbtem Schwespat. Auffällig ist in den oft dunklen Kieselgesteinen eine dichte Ausfüllung von Klüften und Adern mit weißlich grauer opalartiger Kieselsäure. Andererseits ist auch eine Kaolinisierung von feinkörnigen arkosigen Sandsteinen oder Porphyrgesteinen in der obersten westlichen Halde zu beobachten.¹⁾ In dem nördlichsten Porphyrbereich des Krehberggebiets beim Neuhof wurde in neuerer Zeit auf Quecksilber gemutet.

Auf der Höhe der Haid sind im Porphyrr brekziöse und tonige Roteisenerze

¹⁾ Am Westfuß des Heubuschberges ist eine Halde aufgeworfen mit lettig-sandigen Schiefeln welche weniger verkieselt als entfärbt sind. Zugleich zeigen sich hier große Porphyrrerolle, wohl dem Meeressande angehörig.

aufgesucht worden; sie sind nicht bauwürdig; ähnliche Erzvorkommen ziehen sich durch den Eisensteinwald in zickzackförmiger Verbreitung nach Westen.

Neben der Straße Kirchheimbolanden—Haid ist in einem Melaphyrdurchbruch im Porphyry eine Kupfererzimpregnation (Malachit, Lasur) mehrfach vergebens abzubauen versucht worden.

Dieses Zusammenvorkommen und die Tatsache, daß neben dem Heubuschporphyry die Veränderung der Lebacher Schiefer am allergeringsten ist, legt die Tatsache nahe, daß der Porphyry selbst und die postvulkanischen Wirkungen seines Durchbruchs mit der Quecksilbererz-Mineralisation nichts zu tun haben, sondern daß diese an die nordnordwestlich und südsüdöstlich auftretenden basischen Gesteine gebunden ist.

Tertiäre und diluviale Ablagerungen.

Zu diesen dem Westrand des Blatts hauptsächlich naheliegenden Ablagerungsbereich seien die Ergänzungen in mehr zusammenhängenden Profilbeschreibungen gebracht und sei auf die allgemeinen Darstellungen und Einzelfolgen in den Erläuterungen zu Blatt Donnersberg verwiesen (Meeressand l. c. S. 153—154 u. 166, Rupelton S. 160—161, Cerithienschichten S. 180—181, Corbículaschichten S. 190, Pliozän S. 198, Hochterrassenschotter und Löß S. 219 und Fig. 80 S. 210).

Die erste Schichtfolge geht durch die beiden Lehm- und Sandgruben an der Langwies nördlich von Battenberg neben dem Pfad von der Stadt nach Orbis. Die Gruben sind seitlich von der l. c. Fig. 60 S. 154 gezeichneten, jetzt wieder eingefüllten Grube angelegt, und zwar im Löß beim Entnahmepunkt 11. — Man hat oben bis 20 cm grauen humosen Lehm, 35 cm kleinwürfel-brockelig zerspringenden rotbraunen Lehm, nach unten mit einzelnen Porphyrstückchen, welche in den mit scharfer Entkalkungsgrenze gut abgesetzten liegenden Löß fortsetzen. Dieser auch noch Quarzstückchen enthaltende, oben reichlich Conchylien führende Löß ist etwa 1 m stark. Unter dem unterhalb des Pfads mit einer verlagerten Mergelinschaltung an der unteren Lößgrenze und vermindertem Conchylienreichtum fortsetzenden Löß folgt 7 m wechselnd ockerig gefärbter Meeressand mit vielen weißlichen eckigen oder auch abgerollten Porphyryfragmenten.

Die zweite Schichtfolge geht durch die untere, seit kurzem wieder eröffnete Dampfziegeleigrube zunächst der Bahnlinie, welche verschiedenes Bemerkenswerte erkennen läßt: Am höchsten Punkt des Hügels und der Grube zeigt sich einseitig an Mächtigkeit zunehmender Löß mit Conchylien und Kalkröhren, zum Teil mit schwachen Gerölleinschaltungen, darunter liegt rotbrauner Hochterrassenschotter mit vielen fast nicht abgerollten Porphyren; 30 cm seitlich abgeschnittener Rupelton mit vielen Kalkputzen und 30 cm ockerige, sandig tonige Zwischenbildung. Darunter 6—8 m ockerige Meeressande mit grauen, mittel- bis grobkörnigen Gerölllagen von grauer Farbe; diese Gerölle halte ich nach dem mikroskopischen Befund für stark verkieselte feinkörnige Sandsteine des Orbiser Mineralisationsbereichs, nicht für Porphyry.

Auf der nördlichen Seite der Grube senkt sich die untere Grenze des Hochterrassenschotters und dieser selbst stufenweise immer tiefer in den Meeressand; da aber die Schotter doch bei diesem Herabrücken ähnliche Mächtigkeiten beibehielten, so wird der Löß, dessen äußere Oberfläche sich sehr viel weniger senkt, um so mächtiger; in diesem Teile zeigt der Löß folgendes Profil: Oben eine verlehnte Zone von wechselnder Mächtigkeit, darunter 1,80 m feiner Löß mit vielen Conchylien

und hie und da Körnchen; darunter liegt ein bis zu 50 cm mächtiges rotbraunes Zwischenband ohne Conchylien mit viel mehr Gesteinsbröckchen, unter welchen ein älterer Löß in 2 m mit ziemlich viel Conchylien besonders an dem oberen, sehr viel weniger von Gesteinskörnchen durchsetzten Abteil zu beobachten ist.

Wir haben also auch hier den Nachweis einer durch eine Verwitterungsoberfläche unterbrochenen zweifachen Lößbildung zu erwähnen (vgl. Erl. z. Blatt Donnersberg S. 226—227). Ich habe in diesem Jahreshft S. 165 aus der Umgegend von München dargelegt, daß diese Unterbrechung der interstadialen Schwankung in der Würmvergletscherung zuzuschreiben ist. — Südlich dieser Grube senkt sich das Lettentertiär und bietet dem Abbau eine größere Mächtigkeit.

Eine eigentümliche Ablagerung ist hinter Kirchheimbolanden südlich der Straße nach Ruppertsecken durch eine jetzt verlassene Sandgrube aufgeschlossen; sie ist im Blatt mit tm_2 unter as (Gehängeschutt) angegeben: Oben treten fast wagrecht gelagert braungraue Letten mit tertiären Kalkbrocken auf, welche wie Fremdkörper darin stecken, dazwischen eine 3 cm hohe Lage mit Porphyrgeröllen, im ganzen ungefähr 1 m; darunter kalkhaltige blaßrötliche, fast nicht gebundene Sande, welche in Letten übergehen 20 cm; dann folgt ein graugrüner Letten von etwa 1 m, der wieder von teils lettigem, teils magerem braunrötlichen, zum Teil größere Quarze führenden Sand unterlagert ist. — Unter den Kalkbrocken fanden sich Brocken mit *Corbicula Faujasi*, mit Litorinellen, Helix und mit größeren Oolithbröckchen. Es ist die Ablagerung offenbar eine diluviale, in welche von oben her die Tone und Kalke des höheren Kalktertiärs hereingeschwemmt bzw. gerutscht sind; es ist das Vorkommen ein Beweis, daß das Kalktertiär früher von Osten her über den Meeressand auf das unterrotliegende Grundgebirge hinübergegriffen hat, wie dies ein beschränkter Anschluß neben der Straße nach der Haid und neben der von den Leithöfen nach Orbis seinerzeit für das Lettentertiär¹⁾ erkennen ließ.

Auch das Pliozän mit hellweißlichen Tonen ist westlich der Gutleitbacher Mühle in der Nähe des Wasserwerks auf oberrotliegendem Untergrund in Gruben aufgeschlossen. Es stellt ein Glied der Pliozänverbreitung dar, welche östlich vom Bolander Hof am westlichen Hungerberghang und beim Edenborner Hof und Ebersfelder Hof nördlich Morschheim an der hessischen Grenze sich in einer Saumvertiefung zwischen Oligozän-Miozän und dem permischen Grundgebirge an beide an- und auflagern (vgl. Eisenberg, Hettenleidelheim, Marnheim, Erl. z. Bl. Donnersberg S. 198 u. 202). Während vor Orbis bei tiefen Stollenbauten vom Süden her das Pliozän mit Braunkohle noch im Bereich des permischen Grundgebirges angetroffen wurde, liegt es zwischen Heubusch und Heuburger Hof auf allerdings durch vorherige Abtragung vermindertem Corbiculakalk.

Das Tertiär am Heubuschberg wird westlich der Straße eingeleitet durch Rupelton und Cyrenenmergel; an der westlichen Seite des Feldes zeigen sich am

¹⁾ Die hohe Lage des Schotters (360 m) läßt ihn als ältestes Glied der diluvialen Schotterstufen erklären, welche von West nach Ost sich ausbreitend allmählich tiefere Talbodenstufen einnehmen und auf den Westhängen bleibend von Löß bedeckt werden. Erstere sind hochgestaute Schotter vor Durchbruch der Talengen Marnheim-Herxheim und Bischheim-Albisheim. — Möglicherweise stammt das miozäne Sand-, Kalk- und Lettengeschiebe nicht von der benachbarten Porphyrhöhe, sondern von der gegenüberliegenden Tertiärhöhe, welche wenigstens noch zur älteren mittleren Diluvialzeit näher nach Kirchheimbolanden hinübergereicht hat.

oberen Feldrand feinglimmerige feinsandige Lettenschiefer dieser Abteilung, in welcher Fuchsbaue angelegt sind. Der Kalkbruch neben der Straße ist Cerithienkalk mit *Cer. submargaritaceum*, *Dreissensia*, *Litorinella* und *Helix*; er enthält zum Teil Sandkörnchen, ist im Gefüge sehr unganzz und zeigt durch offenbar alte Gebirgs- oder Gehägebewegung zerrüttete Lagerung in ungleich gehärteten Gesteinen und gerundeten Knollen.

Bodenkundlicher Beitrag.

Von Dr. H. NIKLAS.¹⁾

Kornzusammensetzung der Böden des Blattgebiets.

Entnahmestellen Nr. 1—14 in der Karte	100 Teile Rohprobe enthalten			100 Teile Feinerde (unter 2 mm Korngröße) enthalten				
	5 mm Λ	5—2 mm	2 mm V	Sand	Fein- sand	Staub	Ab- schlamm- bares	Kohlens. Kalk (nach PASSEX)
1. ²⁾ Porphyrboden, Wald O. von Kirchheimbolanden	52	8	40	16	16	33	35	0,06
2. Porphyrboden, Feld	89	79	2	19	13	28	40	—
3. Porphyrboden vom Krehberg (Waldboden)	50	12	38	24	14	22	40	0,02
4. Tholeyitboden O. Neuhof	—	—	100	32	23	18	27	0,04
5. Tholeyitboden N. Kirchheimbolanden Vgl. Tholeyitboden vom Trombacher- zug bei Feilbingert	4	3	93	21	20	24	35	0,04
6. Porphyrit, Tälchen SSO. der Wart	6,5	6	87,5	25	21	22	32	0,23
6 ¹ . Porphyrit, Feld bei der Wart	85	13	2	25	11	22	42	0,06
6 ² . Untere Lebacher Schichten SW. bei Oberwiesen	80	80	10	13	10	24	53	—
7. Rotliegendes vom Bolander Hof	5	3	92	24	12	25	39	16,0
8. Rotliegendes vom Bolander Hof	0,2	0,3	99,5	10	7	24	59	3,2
9. Cyrenenmergel S. der Kaiserquelle Heuberg	2	1	97	17	8	20	55	24,40
10. Corbiculakalk auf der Pfütz nördlich Gauersheim (nicht auf der Karte — Versuchsfeld)	2	1	97	7	7	36	50	9,20
10a. Desgl. W. vom Heuberger Hof beim Heubusch	6	1	93	12	7	39	42	25,20
11. Obere Lößgrube Langwies	1,5	1,5	97	11	7	38	44	0,10
12. Löß der Grube auf Sand und Letten, oberer Löß	2,5	2	95,5	22	7	35	36	4,80
12a. Unterer Löß ebendasselbst	7	15	78	40	8	28	24	14,20
13. Hochfläche Hungerberg O. Bolander Hof (nicht in der Karte)	—	—	100	3	5	42	50	0,07
14. Lehm von Neuhof	3	2	95	11	5	11	73	0,16
15. Obere Lebacher Schichten von Hoch- stätten	50	4	46	77	6	1	16	0,16
16. Ständenbühler Schichten von Ramsen	1	1	98	11	4	11	74	—

1.—3. Porphyrboden, flachgründige, fast hell graubraune, steinige und grobkörnige lehmige Sande; beim Wald wurden Steine von Kindsfaust- bis Zwetschengröße über die Hälfte des Aushubs ausgehalten, trotzdem ist der Unterschied in der Feinerde bei den nahe gelegenen Punkten 1 und 2 auffällig, der darauf zurückzuführen ist, daß im Feld hochgelegene Böden der Ausschwemmung der Feinerde

¹⁾ Aufnahmemitteilungen von Dr. O. M. REIS, von welchem auch die Proben gesammelt sind.

²⁾ Die Nummern beziehen sich auf Entnahmestellen in der Karte; die Schlamm- und Wägenvornahmen sind von Präparator LORENZ UNTERBERGER durchgeführt.

ausgesetzt sind, während diese im Wald erhalten bleibt. Auffällig ist auch der hohe Gehalt an Abschlämbbarem in diesen Erden; das erinnert an den schnellen, scheinbar unvermittelten Übergang zwischen den feinkörnigen Porphyrtongsteinen und den groben Porphyrkonglomeraten. Der Krehbergboden ist deutlich rötlich gefärbt. Was den Gehalt der Böden an Sanden, Staub und Abschlämbbaren betrifft, so können sie als recht ausgeglichen gelten; immerhin besitzen sie viel Abschlämbbares. Ihre Druckfestigkeit ist sehr gering (3—4 kg). Vgl. weiteres in Erläuterungen zu Blatt Donnersberg S. 286.

4.—5. Tholeyitböden, etwas tiefgründigere tonige lehmige Sande von dunkelbrauner bis braungrauer Farbe; der zurücktretende Steingehalt ist eine Folge des Zerfalls der in größere Tiefe des Gesteins eindringenden ziemlich gleichmäßigen Zersetzung: 1. einer älteren Ausscheidung von Kalk infolge Umwandlung der Kalk enthaltenden Silikatminerale, 2. der eigentlichen Verwitterung durch Wanderung der Kalklösung und des hydroxydierten Eisengehalts, welche Wanderung die sogen. Kugelverwitterung dadurch verursacht, daß in den Ecken der würfelförmigen Zerklüftung die Auflösungs- und Lockerungsvorgänge sich rundlich ausgleichend stärker nach innen vordringen. So finden sich in den Feldern neben gleichmäßigem Sand noch größere Gesteinskugeln. Der Vergleich mit der Probe vom Trombacher-Zug weist auf die Entnahme an einem steileren, etwas felsigeren, landwirtschaftlich nicht genutzten Hang.

Die Böden besitzen eine verhältnismäßig hohe Druckfestigkeit; dies ist bei ihrem hohen Gehalt an gröberen und feineren Sanden auffällig und spricht dafür, daß das Abschlämbbare reich an Ton ist. Die Hälfte der Feinerde besteht aus Sand. Bei dem bereits früher erwähnten Tholeyitboden vom Trombacher-Zug bei Feilbingert besteht die Feinerde sogar aus 60% Sanden. Dieser Boden ist auch etwas kalkreicher (0,23%). Die Böden sind weniger sauer wie die Porphyrböden. Eine Probe ist schwach alkalisch.

6. Der Boden ist ein dunkelviolettgrauer, lehmiger Grobsand von mäßiger Verwitterungstiefe; das Gestein verwittert bröckelig (vgl. S. 259—260).

6.¹ Davon ist sehr deutlich unterschieden der Boden des Porphyrits neben und unterhalb der Wart; es ist ein grobsteiniger und grobsandiger Lehm Boden, der wie der Porphyr einen hohen Tongehalt in der sehr zurücktretenden hellgelbgrauen Feinerde besitzt.

Es wurde oben schon ausgeführt, daß das Muttergestein der beiden Böden je dem unteren Grenzlager (6) und dem Hochsteiner Porphyrit (6¹) entsprechen dürften.

Die Böden haben geringen Staubgehalt und geringe Druckfestigkeit. Der Gehalt an Sanden ist recht beträchtlich. Sie haben viel Humus, der wohl die hohe Wasserkapazität bedingt.

7.—8. Boden des Mittleren Oberrotliegenden (ro^{2b}); es handelt sich hier um von Löß überflogenes Oberrotliegendes der Winnweiler Schichten aus dem Hangenden der Region der Acanthodesschichten; Jaspis-, Tonstein-, Sandstein- und körnig-tonige Schieferfragmente herrschen hier unter den Gesteinsbruchstücken vor. Der Boden ist hellrötlichbraun gefärbt, tiefgründig und als sandiger, weniger und mehr toniger Lehm Boden zu bezeichnen.

Die hell-rötlich-braunen Böden sind arm an Steinen, ihre Kornzusammensetzung wechselt, was insbesondere vom Tongehalt gilt. Der Boden mit geringem Tongehalt besitzt auch eine geringe Wasserkapazität. Die Reaktion ist alkalisch, der Gehalt an kohlensaurem Kalk nicht unbeträchtlich infolge Lößüberfluges. Die Druckfestigkeit ist mittel bis hoch.

Die Probe ist einem Versuchsfeld der Kalkdüngung in 30 cm Tiefe entnommen, welche vom Landesamt für Pflanzenbau und Pflanzenschutz begutachtet wird.

9. Cyrenenmergel bzw. Rupelton (to_3) südöstlich vom Heubuschberg nahe dem Tal gesammelt. Der verhältnismäßig geringe Steingehalt stammt von dem höheren Tertiärkalkgehänge; der „Ton“, der „schwere“ Boden ist durch die hohe Menge des Abschlämbaren gekennzeichnet; die Farbe ist unrein hellgrau. — Vgl. eine chemische Analyse dieser Mergel in Erl. z. Bl. Donnersberg S. 290.

Es ist ein etwas sandiger, toniger Lehmboden von hellgrauer Farbe. Der Boden besitzt, wohl infolge des hohen Gehaltes an kohlenurem Kalk (24%), nur eine mittlere Druckfestigkeit. Der Gehalt an Staub ist gering.

10. Der Kalkboden der Corbículaschichten (to_3) ist auf der Hochfläche des gleichen Berges gesammelt; der Boden ist wie die meisten flachgelegenen Böden dieser obersten Kalkschichten von Löß überflogen; das häufig stärkere Auftreten von Lettenlagen in diesem Schichtenverband äußert sich in einem geringen Steingehalt, dem höheren Betrag an „Abschlämbarem“, wobei die größere Zahl für den „Staub“ sich durch geringe Lößbeimengungen erklären läßt; es handelt sich auch hier um einen schweren, etwas sandig-tonigen, meist nicht sehr tiefgründigen Lehmboden von gelbgrauer Farbe.

10a. Boden aus den Corbículaschichten N. Gauersheim; die Örtlichkeit ist nicht mehr auf der Karte, indessen wichtig wegen der Auswahl des Grundstücks der Entnahmestelle zu einem von dem Landesamt für Pflanzenbau und Pflanzenschutz München begutachteten Versuchsfeld für Phosphordüngung. Die geologischen Verhältnisse sind dem Vorhergehenden ziemlich ähnlich, das Feld ist etwas steiniger und die Bodenzusammensetzung dementsprechend,¹⁾ nur hat die Feinerde eine etwas heller gelbliche Farbe.

Die Böden 10—10a besitzen im allgemeinen eine mittlere bis große Druckfestigkeit. Die Probe Nr. 10a mit 25% kohlenurem Kalk hat eine Druckfestigkeit von 11 kg, die Probe Nr. 10 mit 9% Kalk dagegen eine solche von 19 kg. Diese ist zugleich etwas toniger und ärmer an Sand und Steinen als erstere. Dem hohen Kalkgehalt entsprechend sind diese Böden wie die aus dem Cyrenenmergel alkalisch.

11.—13. Verschiedene Lößlehm- und Lößböden.²⁾ Die Lößproben am tieferen Osthang des Galgenbergs und des Haidbergs zeichnen sich als Gehängelösse trotz ihrer Conchylienführung durch einen nicht unbeträchtlichen groben Korngehalt des Bodens und Sandgehalt der Feinerde aus, besonders auffällig bei dem auch reichlich Conchylien führenden älteren Löß 12a unter der Verwitterungseinschaltung.

Die Probe Nr. 11 Lößlehm ist unter dem Humus gesammelt, reagiert schwach sauer, die Proben Nr. 12 und Nr. 12a schwach alkalisch. Probe Nr. 12a besitzt eine geringe Wasserkapazität und ist am reichsten an Steinen und Sanden, dagegen auffallend arm an Staub und Abschlämbarem. Die Druckfestigkeit kann als eine mittlere bezeichnet werden. Für Lößböden haben sie einen auffallend hohen Gehalt an Sand und insbesondere an gröberen Sanden.

Der Lößlehm vom Koppelberg Nr. 13 ist wegen hinzugetretener Verunreinigung nicht untersucht worden.

¹⁾ Zur Tertiärkartierung bei Gausersheim sei hervorgehoben, daß die Grenze zwischen Cyrenenmergeln und Cerithienschichten etwas tiefer gelegt werden muß; hinter den letzten Häusern (linke Talseite) stehen noch mergelige Bänke mit zahlreichen Perna-Schalen an.

²⁾ Die Entnahmestelle 12 liegt um etwa 2 cm weiter südlich als in der Karte irrtümlich angegeben ist.

Analysen-Zusammenstellung.¹⁾

Nummer (vgl. S. 264)	Bodenreaktion	Druck- festigkeits- zahlen	Wasserkapa- zitätsbestim- mung nach WAHNSCHLAFFE	Bodenfarbe	Stickstoff	Phosphor- säure	Kalk (Ca O)	Kali
		kg	%		%	%	%	%
1	Porphyrboden sauer	3,4	40,80	hell bräunlichgrau	0,21 fast reich	0,05 arm	0,11 mäßig	0,10 arm
2	Porphyrboden	—	—	—	—	—	—	—
3	Porphyrboden sauer	3,5	42,60	hell rötlich graubraun	0,24 reich	0,13 gut	0,13 mäßig	0,14 mäßig
4	Tholeytboden schwach sauer	13,2	40,60	dunkel sienabraun	0,07 mäßig	0,19 reich	0,72 reich	0,49 reich
5	Tholeytboden basisch	19,7	42,60	dunkel graubraun	—	—	—	—
6	Porphyritboden sauer	6,5	48,80	stark dunkelgrau	0,20 fast reich	0,12 gut	0,12 mäßig	0,06 arm
6 ¹	Porphyritboden sauer	3,5	37,40	hell bräunlichgrau	0,15 gut	0,12 gut	0,17 gut	0,11 arm
7	Mittleres Rotliegendes schwach basisch	11,1	32,80	hellgrau-rötlichbraun	—	—	—	—
8	Mittleres Rotliegendes schwach basisch	19,4	42,00	rötlichbraun	0,08 mäßig	0,11 fast gut	1,72 sehr reich	0,69 sehr reich
9	Cyrenenmergel basisch	13,5	40,80	hellgrau	0,18 gut	0,07 arm	11,76 sehr reich	0,50 reich
10	Corbiculakalk schwach basisch	19,1	42,50	hell braungrau	0,21 fast reich	0,10 fast gut	3,98 sehr reich	1,71 sehr reich
10a	Corbiculakalk schwach basisch	11,4	41,00	hell graubraun	—	—	—	—
11	Gehänge-Lößlehm sauer	15,3	40,80	hell sienabraun	0,10 fast gut	0,09 mäßig	8,90 sehr reich	0,26 gut
12	Gehänge-Lößlehm j. basisch	6,3	38,00	hell graubraun	0,07 mäßig	0,06 arm	0,55 fast reich	0,61 sehr reich
12a	Gehänge-Lößlehm ä. basisch	10,3	30,50	hell gelblichbraun	—	—	—	—
13	Hoch-Lößlehm basisch	20,8	41,70	sienabraun	—	—	—	—
14	Lehm basisch	14,8	44,60	dunkel sienabraun	—	—	—	—

¹⁾ Die Tabelle über die Ergebnisse der Schlämmanalyse befindet sich auf S. 264.

Typischer ist der Lößlehm von der Hochfläche des Hungerbergs O. vom Bolander Hof (nicht mehr auf der Karte) von dem Westrand einer weitflächigen Lößverbreitung nach Osten.

Er ist ein steinarter, toniger Lehm mit sienabrauner Farbe und sehr hoher Druckfestigkeit, sowie hohen Staubgehalt.

14. Eine Ausnahme bildet der Lehm um den Gutshof Neuhof; es sind allerdings kleine Verbreitungen, von denen die Entnahmestelle ungefähr der Grenze zwischen Porphyrit und Tholeyit entspricht; die enthaltenen Steine lassen sich alle auf ersteren beziehen; auffällig ist die außerordentliche Höhe des Abschlammbaren und der geringe Staubgehalt; ich halte diese Lehme für Verwitterungsüberbleibsel von früheren größeren Lößverbreitungen.

15, 16. Am Schluß der Tabelle sind aus den Erläut. z. d. Blatt Donnersberg noch die mechanischen Analysen von zwei Böden angeführt, welche im Blattgebiet eine größere Verbreitung haben, aber diesem nicht entnommen wurden, da sie doch auf große Flächen hin sehr gleichbleibend sind; die leichten Böden der Sandsteine der Oberen Lebacher Schichten, welche hauptsächlich von Wald bestanden sind, und jene der Standenbühler Schiefertone, welche schweren Böden hauptsächlich der Landwirtschaft dienen.

Leider ohne Probeentnahme ist das Wald- und Feldgebiet (Tierwasener Hof) des eigentlichen Grenzlagers vom Eichelberg geblieben. Ein verwittertes Gesteinsstück der Felsart ist auf seinen Kalkgehalt geprüft, es ist karbonatfrei.

Dem ganzen Verhalten nach ist übrigens, wie oben bemerkt, das nordwestliche Viertel des Lagervierecks an der Wart nach dem Waidaser Wald zu dem tieferen Grenzlager zugehörig und von dem Hochsteiner Porphyrit der Wart tektonisch abgetrennt.

Bodennutzung auf den Gemeinden des Blattgebietes.

Name der Gemeinden	In % der landwirtschaftlich genutzten Fläche (Erhebungsjahr 1914)											
	Winterweizen	Winterroggen	Sommergerste	Hafer	Kartoffeln	Futterrüben	Zuckerrüben	Weinberge	Klee	Luzeerne	Bewässerungs- wiesen	Andere Wiesen
Kirchheimbolanden . . .	9,9	11,0	23,9	15,5	10,4	3,5	0,2	2,4	11,5	6,3	3,3	11,6
Orbis	12,6	9,2	18,6	6,3	14,4	4,7	1,2	0,3	3,2	1,6	—	16,8
Bolanden	6,5	15,3	25,0	5,8	14,1	3,9	—	1,4	12,0	3,2	—	12,7
Dannenfels	5,3	11,4	14,2	10,9	14,0	5,1	—	—	4,4	8,2	2,8	27,5
Oberwiesen	13,6	6,0	21,0	7,5	14,0	4,5	—	—	3,0	3,0	4,5	21,0
Kriegsfeld	4,5	15,6	36,2	6,6	12,7	4,9	—	—	2,9	6,3	9,8	1,1

1. Kirchheimbolanden.

Die größte Fläche bedeckt der Porphyritboden, der übrige Teil der Gemeinde entfällt zu fast gleichen Teilen auf die Böden des Tholeyits, der Oberen Lebacher Schichten und des Lößlehmes. Die Gemeinde baut viel Sommerfrüchte und besonders Gerste, verhältnismäßig wenig Kartoffel und nicht unbeträchtlich Luzeerne. Von den anstoßenden Gemeinden besitzt Kirchheimbolanden die meisten Weinberge.

2. Bolanden.

Hier überwiegen die Böden aus den Winnweiler Schichten, außerdem sind Porphyr-, Porphyrit- und Lößböden vorhanden. Bemerkenswert ist der starke Roggen- und der verhältnismäßig geringe Weizenbau, sowie der beträchtliche Gerste- und Kleebau. Hafer wird nur wenig gebaut. Der Kartoffelbau ist wie in den übrigen Gemeinden gut.

3. Orbis.

Die Böden gehören zu ziemlich gleichen Teilen den Oberen und Unteren Lebacher Schichten an. Der etwas größeren Wiesenfläche entsprechend ist der übrige Futterbau gering, was besonders von Luzerne gilt. Dagegen wird viel Gerste und Weizen gebaut und der Kartoffelbau ist den anderen Gemeinden gegenüber hier am stärksten. Wie in den andern Gemeinden, von Kirchheimbolanden abgesehen, ist der Haferbau nur gering.

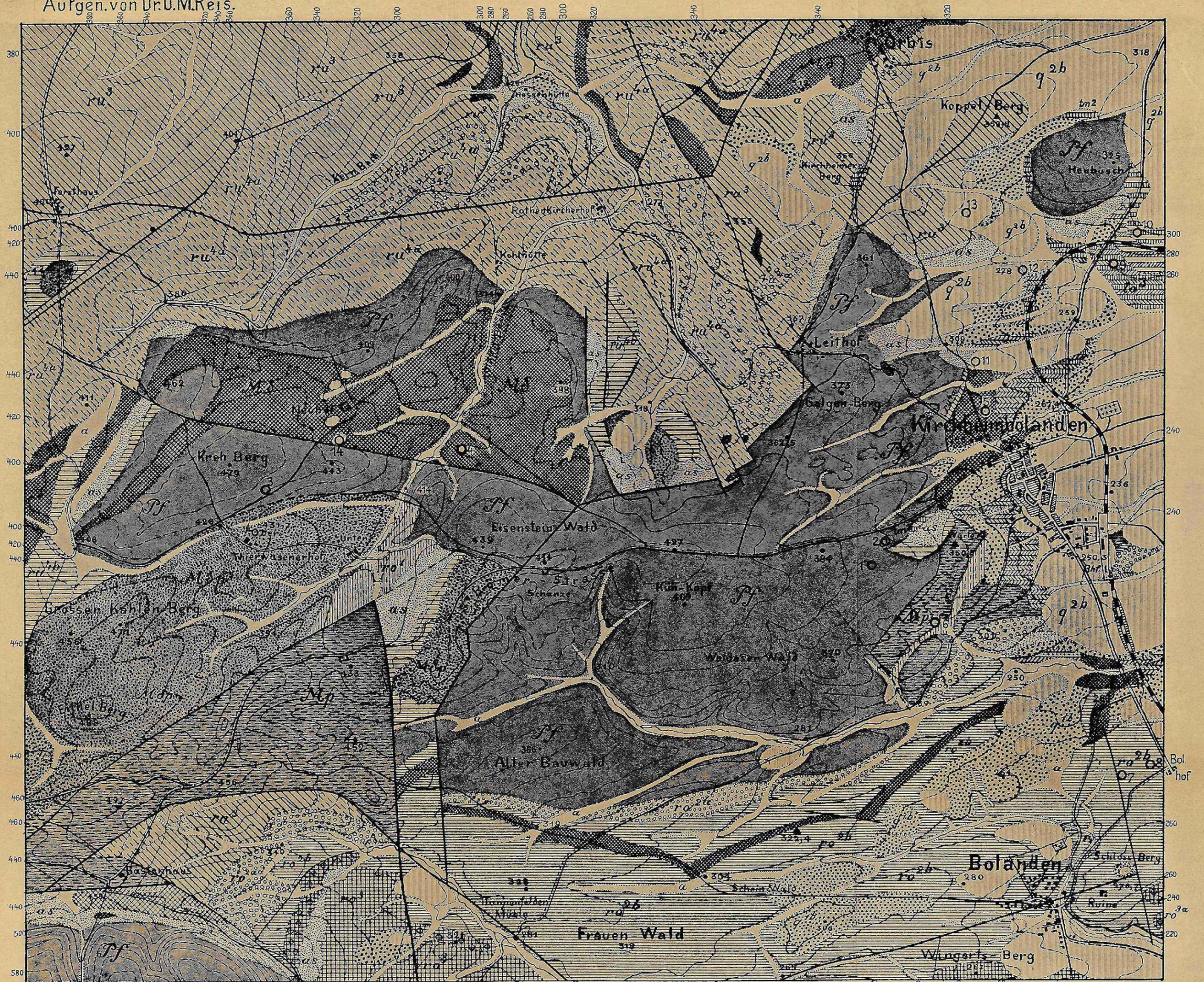
4. Kriegsfeld.

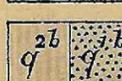
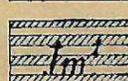
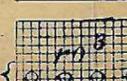
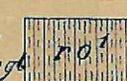
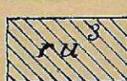
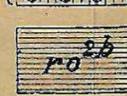
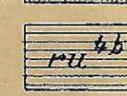
Die Böden gehören überwiegend den Oberen und Unteren Lebacher Schichten an. Der Hafer- und insbesondere der Weizenbau ist recht gering. Beträchtlich ist der Roggen- und vor allem der Gerstenbau. Die Gemeinde hat nur 1,1% Wiesen und 9,8% Bewässerungswiesen. Gering ist auch der Kleebau (2,9%), während doppelt soviel Luzerne gebaut wird.



Geologisches Übersichtskärtchen des Gebietes W.v. Kirchheimbolanden.

Aufgen. von Dr. O. M. Reis.



 a as	 tm2	 ru4a	 ru3	 ru4a	 Pf
 2b q	 tm1	 ru3	 ru1	 ru3	 Mp
 p	 tm2	 ru2b	 ru4b	 ru2b	 Mp
					 Mb

1-140 Probe-Entnahme

Tätigkeitsbericht der Geologischen Landesuntersuchung für das Jahr 1921.

1. Stand der Feldaufnahmen.

Mit der Revision und Ergänzung des Blattes Windsheim 1:100 000 haben Dr. PFAFF und Dr. SCHUSTER begonnen (Blätter Eltmann, Uffenheim, Gollachostheim, Burgbernheim, Marktbreit, Ochsenfurt, Langensteinach, Röttingen, Aub, Eibelstadt).

Mit der Aufnahme der Blätter Preßbeck und Helmbrechts 1:25 000 hat Dr. WURM begonnen.

Mit der Aufnahme des Blattes Eholting 1:25 000 Nr. 598 hat Dr. MÜNICHSDORFER und mit der des Blattes Fürstzell Nr. 568 hat Dr. ARNDT begonnen.

Mit der Ergänzung des Blattes Mühlendorf 1:100 000 hat Dr. MÜNICHSDORFER begonnen.

In der Aufnahme des Blattes Hindelang und Immenstadt (Grünten) hat Dr. REIS mit Unterstützung von Dr. ARNDT fortgefahren.

2. Sonstige Begehungen und Besichtigungen.

Untersuchungen nördlich von Mittenwald über Marmor, Zementmergel und Kreidevorkommen.

Untersuchungen über Phosphoritlagerstätten bei Wertach und am Grünten.

Aufnahme des Kalkvorkommens am Wimhof bei Vilshofen.

Aufnahme und Einsammlungen in der Umgegend von Kirchheimbolanden.

Aufnahme und Einsammlungen in der Umgegend von Speyer, Landau und Albersweiler.

Geologisch-magnetische Arbeiten am Peißenberg.

Besichtigungen der Braunkohlengebiete von Markt-Redwitz, Wackersdorf, Dettingen, Hohe Rhön, Imberg, Irsee, Stockheim (Wörishofen), Wasserburg, Großweil, Murnau-Ohlstadt.

Bereisung des Lechs zwischen Füssen und Schongau wegen Feststellung der Geschiebeführung.

Besichtigung der Ergebnisse einer Tiefbohrung in Göggingen.

Begehung der Iller zwischen Immenstadt und Ulm zur Übersicht über die Stauprojekte.

Untersuchungen über Fundpunkte ausbeutbarer Gesteine und Mineralien in Oberbayern zwischen Inn und der Traun, im Frankenjura und im Keuper Unterfrankens.

Einsammlung von Almenböden im Wettersteingebirge.

Besuch der Eisenerzgruben Sulzbach, Amberg und Auerbach, der Aufschlüsse bei Holenbrunn-Wunsiedel, bei Wurlitz, der Reinersreuther und Gefreeser Granitbrüche, des Zinnerzvorkommens bei Weißenstadt und des Pegmatits am Weißenstein bei Steinbach; Besuch der Aufschlüsse an der Bahnlinie Zwiesel—Bodenmais, der Topfsteingruben bei Pollitz, Osserich bei Wiersberg und Neufang, am Peterleinstein bei Kupferberg.

Besichtigung der Mineraliensammlung der Realschule von Kaiserslautern.

Besichtigung geologischer Aufnahmen am Schwanberg bei Iphofen.

Besichtigung und Beteiligung an geologisch-bodenkundlichen Aufnahmen bei Eitensheim.

Besichtigung der großen Lettenkohlesandsteinbrüche mit Verwertung der Tone zu Chamotte-Waren von Kipfenberg bei Koburg.

Besichtigungen in der Umgebung von Neustadt-Koburg zur Aufsuchung von Quarzdruckmasse.

Besichtigungen von Steinbrüchen und Lehmgruben in der Umgebung von Schweinfurt.

Besichtigungen von folgenden Sammlungen: Werksammlung der Grube „Kleiner Johannes“ bei Arzberg, der Longolius'schen Sammlung im Gymnasium der Stadt Hof a. S., des Kommerzienrats Dr. SOLLER in Münchberg, des Bamberger Mineralienkabinetts mit seinen alten Beständen an bayerischen Mineralien, einer Sammlung in Bayreuth, des Heimatmuseums von Kulmbach, einer Sammlung bei Kötzing und der alten Voit'schen Sammlung in Walhallastraße bei Regensburg, mit welchen Sammlungen z. T. Tausche wichtiger Stücke zur Ergänzung der bestehenden Bestände eingegangen wurden.

3. Veröffentlichungen.

Blatt Donnersberg 1:100 000 mit Erläuterungen von Dr. REIS.

Blatt Hammelburg 1:25 000 mit Erläuterungen von Dr. SCHUSTER und Dr. NIKLAS.

Blatt Mühlendorf 1:25 000 mit Erläuterungen von Dr. MÜNICHSDORFER und Dr. NIKLAS.

Bearbeitung der geologischen Kapitel in der Veröffentlichung des Oberbergamts über die Braunkohle Bayerns; es haben beigeuert: Dr. SCHUSTER über die Braunkohlengruben von Unterfranken, Dr. ARNDT über die der Oberpfalz, Oberfranken und Niederbayern, Dr. KNAUER über die von Oberbayern.

Geognostische Jahreshefte 1920: K. BODEN, Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Fylsches; L. KRUMBECK, Über die Freihölzer Großschotter im Vorlande der Blauen Berge bei Amberg; KARL MIELEITNER, Die Kieslagerstätte bei Lam im Bayerischen Wald; Dipl.-Ing. ALFRED MERCKLE, Über einige bisher im Donnersberger Gebiete unbekannt seltene Mineralien; Dr. EMANUEL CHRISTA, Über Basalte aus der Gegend von Brückenau und Platz; Dr. KARL A. REISER, Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu (I. Teil); FRIEDRICH BÜCHLER, Beitrag zur Kenntnis der grünen und roten Letten; Dr. OTTO M. REIS, Nachträge zur Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf (I. T.); Übersicht über die Arbeiten der Geognostischen Abteilung des Oberbergamts im Jahre 1920; Zusammenstellung der im Jahre 1920 erschienenen geologischen Literatur Bayerns und der nächst angrenzenden Landesteile.

4. Sonstige wissenschaftliche Veröffentlichungen in anderen Zeitschriften.

Dr. WURM: Die Gunzendorfer Vitriolerze (Bayer. Industrie- u. Handelszeitung Nr. 18).

Dr. REIS: „Die Geognostischen Jahreshefte“ (ebenda Nr. 18).

Dr. SCHUSTER: Der unterfränkische oder Würzburger Muschelkalk (ebenda Nr. 23).

Dr. REIS: Über Rhizocoralien und Spongeliomorpha (Zeitschrift d. Deutsch. geolog. Ges. 1921 S. 224 Taf. VII).

Dr. PFAFF: Über Eisenerzvorkommen auf dem fränkischen Jura. Zeitschrift für praktische Geologie. 1921.

Dr. SCHUSTER: Der stoffliche Bestand der Erdrinde. Natur u. Kultur. 19. Jahrg. H. 1 u. 2.

Dr. LAUBMANN: Studien über Mineralpseudomorphosen. I und II. Neues Jahrbuch f. Min. etc. 1921. Band I und II.

Dr. WURM: Der neue Erbdorfer Bleibergbau. Bayr. Industr.- u. Handels-Ztg. Nr. 25/26.

5. Berichte, Gutachten und Auskünfte.

A. Wasserwirtschaftliche Gutachten.

1. Ausarbeitung des Schutzbereiches für das Wildbad Wemding. — 2. Geologische Erläuterungen zur Kanalstrecke Hirschhäid-Sommerach. — 3. Untergrunduntersuchung für eine Wasserkraftanlage an der Pegnitz. — 4. Störungen im Quellenbau der Saline Reichenhall. — 5. Ausarbeitung des Schutzbereiches für das Stahlbad Kellberg bei Passau. — 6. Gutachten über die Talsperre der Kreisüberlandwerke Oberpfalz G. m. b. H. im Pfreimtdale oberhalb der Kainzenmühle. — 7. Vorkommen von salzhaltigem Wasser in der Gegend von Rosenheim. — 8. Bau einer Wasserleitung in der Gemeinde Hohenecken (Pfalz). — 9. Wasserversorgung für Bad Kissingen. — 10. Wasserkraftanlage in der Partnachklamm. — 11. Untersuchung der verschiedenen Linienführungen für das Inn-Donau-Wasserkraftprojekt. — 12. Über die Beurteilung der geologisch-hydrologischen Verhältnisse und die Brucherscheinungen am Ritomstollen (zum Vergleich mit dem Kesselbergstollen). — 13. Gutachten über die Möglichkeit der Geschiebeführung des Lechs zur Inangriffnahme zahlenmäßiger Feststellung. — 14. Nachtrag zur Schutzbereichsfeststellung des Ottobades bei Wiesau. — 15. Nachtrag zur Schutzbereichsfeststellung der Ludwigsquelle bei Fürth. — 16. Kanaleinschnitt bei Schweinfurt. — 17. Begutachtung eines Talsperrenprojekts bei Illerbeuren. — 18. Begutachtung eines Talsperrenprojekts am Bannwaldsee bei Füssen. — 19. Über Schädigung der Wasserversorgung von Kahl durch Schnellentwässerungsvornahmen in der Grube Gustav. — 20. Über einen Wasserversorgungsvorschlag für die Gemeinde Dörrenbach (Rheinpfalz).

B. Vorkommen von Kohle, Erzen und anderen nutzbaren Mineralstoffen und Gesteinen.

1. Über Rhätkohle O. von Schwandorf. — 2. Über Vorkommen von Kohlenflözen im mittleren Glantal und Alsenztal. — 3. Untersuchung des in der St. Martinszeche bei Kohlgrub aufgeschlossenen Flözes und der vom Bergamt Peißenberg von dort eingesandten Proben. — 4. Geologische Beur-

teilung des Molassegebietes zwischen Elbach und Piesenkam, östlich von Bad Tölz. — 5. Über die Beurteilung eines Kohlenvorkommens am Donnersberg. — 6. Über ein Kohlenvorkommen bei Neuleiningen (Rheinpfalz). — 7. Über eine angeblich glaziale Braunkohlenablagerung bei Raubling. — 8. Über die Flözverhältnisse der Martinszeche bei Kohlgrub. — 9. Über eine erdöhlhaltige Erde von Partenkirchen. — 10. Begutachtung von Graphitproben von der Stiermühle bei Wegscheid. — 11. Über Erzvorkommen in der Steinkohlengrube Hans bei Erbdorf. — 12. Über Marmor und Erze in der Gegend von Köstenberg Bez.-A. Stadtsteinach. — 13. Untersuchung von Überresten einer römischen Schmelzgrube bei Göllheim in der Rheinpfalz. — 14. Über die Möglichkeit von Quecksilber- und Kohlefunden bei Bamberg. — 15. Über das Blei- und Zinkerzbergwerk am Rauschenberg. — 16. Untersuchung von Kalksteinproben. — 17. Gutachten über das Steinbruchgelände der Marmorwerke Möhren. — 18. Über die Gewinnung von Lithographie-Kalksteinen bei Kelheim-Winzer. — 19. Über bayerische Schmucksteine, besonders über die Marmorindustrie. — 20. Über ein manganführendes Gestein bei Motten. — 21. Über die Verwendung von Weißjura- ϵ -Kalk zu Wasserbauten. — 22. Über die Errichtung eines Zementwerkes nächst unterhalb Mittenwald. — 23. Über bayerische Alpenkreide. — 24. Gutachten über das mikroskopische Verhalten des Zusammenschlusses verschiedener Betonproben vom Kesselbergstollen. — 25. Gutachten über die Standfestigkeit des Gesteins beim Einlaufbauwerk und beim Wasserschloß des Kesselbergstollens. — 26. Begutachtung von rund 90 Gesteinsproben aus dem Kesselbergstollen. — 27. Untersuchung des Gesteins der Rohrbahn am Kesselbergstollen. — 28. Untersuchung von ungebranntem rohen Gips (irrtümlich Lenzin), Tarifangelegenheit. — 29. Über ein Tonvorkommen vom Rohrhof bei Haidhof (Obpf.). — 30. Untersuchung des Granites um den Tiefenthalberg nahe bei Miltach. — 31. Bestimmung von Gesteinen aus der Umgebung von Floß. — 32. Untersuchung von Talkschiefer (Tarifangelegenheit). — 33. Über verschiedene eingesandte rheinpfälzische Gesteine. — 34. Über Beschaffung von Druckmasse zur Papiermachefabrikation in der Umgegend von Neustadt-Koburg. — 35. Untersuchung von Mauerfraßschäden in der Münsterkirche zu Heilsbronn. — 36. Über die Bodenschätze im Bezirksamt Tölz. — 37. Geologische Verhältnisse des geplanten Tunnels für die Bahnlinie Scheßlitz-Hollfeld. — 38. Geologische Profilierung des Kesselbergstollens und Wallgau-Sachenseestollens. — 39. Geologische Untersuchungen und Vorarbeiten im Bereiche des geplanten Unter-Inn-Kraftwerkes. — 40. Über Fassung des Säuerlings bei Kothen. — 41. Gutachten über die Anlage von Steinbrüchen für das Walchenseewerk und den Kanal bei Schönmühl. — 42. Untersuchung von Feldspatsand (Tarifangelegenheit). — 43. Über Untergrundverhältnisse des Schlosses Schwarzenberg (Mittelfranken).

C. Gegenstände allgemeiner Art.

Über die Möglichkeit der Erzauffindung und -erschließung auf physikalischem Wege (elektr. Wellen). — Über einige Ergebnisse der Untersuchungen über Härteunterschiede bei gefärbten Graniten. — Über Herstellung von agronomisch-geologischen Schullandkarten. — Geologische Karte der Umgebung der Kanalstrecke Würzburg-Bamberg. — Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung SO. von Uffenheim. — Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung O. von Sommerhausen a. M.

D. Anfragen.

Es wurden 75 Anfragen über bayerisch-geologische Karten und Aufnahmen schriftlich beantwortet.

6. Mündliche Beratungen und Auskünfte größeren Umfangs.

Verhandlung zur Schutzbereichfestsetzung für Bad Kissingen. — Beratung über Marmorbrüche bei Schwarzenbach, Köstenberg, Elbersreuth, Lippertsgrün, Horwagen, Eichelberg bei Hof, zwei Abbaustellen bei Geigen. — Beratung einer amtlichen Ausarbeitung über die möglichen praktischen geologischen Beziehungen der verschiedenen Linienprojekte des Main-Donaukanals. — Über ein Schwefelkiesvorkommen bei Hindelang. — Verhandlung über den endgültigen Ausbau des Kesselbergstollens und des Wasserschlosses. — Verhandlung zur Besprechung von Maßnahmen zur Bekämpfung von Gipsschäden beim Stollenbau am Kesselberg. — Über Tone bei Feilenbach. — Über neue Fundpunkte von Malgersdorfer Erde. — Beratung hinsichtlich des Eisensteinvorkommens bei Niederschlettenbach und Imbach. — Auskunft an das Zementwerk Schlehdorf über Kalizement. — Auskunft über Vorkommen abbauwürdiger Bausteine bei Bamberg. — Auskunft über eine Erdölerschließungsmöglichkeit bei Uffenheim. — Auskunft über den Wert einer Kalkspatkluffüllung im Jura. — Auskunft über Kohle aus dem Keuper. — Auskunft über das prähistorische Vorhandensein des Rosenheimer Sees.

Führungen bei Tirschenreuth und mündliche Beratung der interessierten Kreise zur Anlage einer örtlichen Gesteinssammlung. — Führung der Lehrer von Schweinfurt und Umgebung daselbst. —

Führung der Lehrer von Speyer und Umgebung bei Speyer, Landau und Albersweiler. — Einführung in die geologischen Verhältnisse von Eußenheim. — Vortrag über den geologischen Aufbau Bayerns vor den Beamten der Flurbereinigung München.

7. Im Jahre 1921 ausgeführte Mineral- und Gesteins-chemische Analysen.

1. Gelbliche Erde (Speckstein-ähnlich) aus der Gegend von Schirnding. — 2. Betonmaterial vom Walchenseewerk. — 3. Wasseruntersuchung aus dem Walchenseestollen auf Schwefelsäure-(Gips-)gehalt; 90 Bestimmungen von SO_3 ausgeführt. — 4. Untersuchung ölhaltigen Sandes von Weikersdorf in der Oberpfalz. — 5. Weitere Untersuchungen der Barytkonkretionen von Hettenleidelheim. — 6. Vollanalyse des Erzes von der Grenze von Kupferschiefer und Weißliegendem vom Bohrloch am Wehrhaus bei Kissingen aus 540 m Bodentiefe. — 7. Untersuchung von Flyschmergeln (Teisendorf) auf organische Substanz. — 8. Untersuchung von Bleicherden aus Niederbayern (Gegend von Arnstorf). — 9. Untersuchung von Quarz aus Neuallenreuth auf Gold und Silber. — 10. Untersuchung angeblich goldhaltigen Sandes aus Niederbayern. — 11. Vollanalyse von feinblasiger römischer Kupferschlacke von der Fohlenweide bei Göllheim (Pfalz). — 12. Untersuchung von Schwefelkies aus Pfaffenreuth (Oberpfalz). — 13. Vollanalyse von Phosphorit von der Sattlerin bei Fuchsmühl bei Wiesau. — 14. Vollanalyse von Kraurit (Auerbach). — 15. Kalksteinuntersuchungen zu den Erläuterungen zu Blatt Donnersberg; a) Birkweiler Algenschicht, b) Harxheim-Zeller Algenschicht. — 16. Vollanalyse von Kalkstein von Bissersheim-Grünstadt; a) dichtes Gestein, b) Vollanalyse der Ostracodenschicht. — 17. Vollanalyse von Zementmergel aus dem Marmorgraben bei Mittenwald. — 18. Untersuchung von Kalksteinproben vom Eyrichshof. — 19. Vollanalyse von Prehnit (Wurlitz). — 20. Bitumenbestimmung aus ölhaltigem Moorboden von Partenkirchen. — 21. Kupferbestimmung in kupferhaltigem Ton von Rötz (Oberpfalz). — 22. Kupferbestimmung in Koprolithen (Brücken). — 23. Bitumenbestimmung in bituminösen Schiefen von Koburg. — 24. Untersuchung von Kaolinsand von Etzenricht (Oberpfalz). — 25. Vollanalysen des Basalts vom Büchelberg bei Hammelburg.

8. Bodenkundlich gutachtliche Aufnahmen, Ausarbeitungen und analytische Untersuchungen.

Bodenkartierung eines Teils des Staatsguts Neuhof. — Bodenuntersuchungen auf dem Klostergut Buchhof bei Weltenburg. — Schlußbegehung des Gutes Sterneck bei Westerham. — Beurteilung der Bodenverhältnisse der Flurbereinigungsgemeinde Unterehlingen. — Beurteilung der Bodenverhältnisse der Flurbereinigungsgemeinde Obermedlingen. — Bodenkartierung eines Teils des Gutes Niederarnbach. — Schlußbegehung im Gute Lindenau bei Augsburg. — Begehungen in der Flurbereinigungsgemeinde Eitensheim. — Beurteilung der Standortverhältnisse des Verbandshofs bei Ansbach und Gunzenhausen. — Vegetationsfeststellungen auf bodenkundlicher Grundlage auf der Röchelbergalpe bei Unterwössen. — Untersuchung der Bodenverhältnisse eines Guts bei Bernried. — Untersuchung der Bodenverhältnisse des Guts Gern bei Eggenfelden. — Zweite Begehung in der Flurbereinigungsgemeinde Unterehlingen und Obermedlingen nach der Abbohrung. — Untersuchung der Bodenverhältnisse des Klosterbesitzes St. Ottilien. — Untersuchung der Bodenverhältnisse des Gutes Steinach. — Besichtigung und Beurteilung der Standortverhältnisse der Düngungsversuchstationen bei Nürnberg, Fürth, Gräfenberg, Hersbruck, Forchheim, Rothenburg, Kronach und Wunsiedel. — Bodenkundliche Aufnahme des Gutes Weghaus bei Moosburg. — Bodenkundliche Aufnahme des Gutes Zimmern bei Tann (Niederbayern). — Bodenkundliche Aufnahmen des Gutes Bruckmühl bei Markt. — Laboratorielle Fortführung bzw. zum Teil Fertigstellung der vorjährigen Gutsaufnahmenausarbeitungen für Lindenau, Kaufbeuren, Sterneck, Ackeralpe, Dösdorf, Geising, Wartberghöhe, Köck, Mahd, Wimm, Gars, Mehltheuer, Neuhaus, Hallwegenhof, Wirtsalpe. — Analytische Untersuchungen für die Erläuterungen der Blätter Hammelburg und Mühlendorf.

9. Für Private in Handausführung angefertigte geologische Kartenabzeichnungen.

1:5000 (Katasterblätter)	7
1:5000 und 1:2500 (Bodenkarten der Almen des Tierzuchtverbands Traunstein)	12
1:25 000 (Meßtischblätter der Rheinpfalz) Umgebung von Zweibrücken, Homburg, Waldmohr und Grünstadt	8
1:50 000 (Atlasblätter) Umgebung von Amberg	16 (auch Teilblätter)
1:100 000 Umgebung von Erbendorf	1 " "

Münchsdorfer, F. (1921)
Blockdiagramm München