

Geognostische Jahreshefte.

Vierzigster Jahrgang

1927.

Herausgegeben

im Auftrage des Bayerischen Staatsministeriums für Handel, Industrie
und Gewerbe

vom

Oberbergamt, Geologische Landesuntersuchung
in München.

~~Bayer. Geolog. Landesamt
Bücherei
Inv. No. 2138
B. 5. 86/1
Jahr.....~~

München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1927.

Übersicht des Inhaltes.

	Seite
Dr. Ludwig Simon: Die Nagelfluh von Anger bei Reichenhall	1—6
H. de Terra: Die Erdölbohrung Holz am Tegernsee	7—22
(Mit 1 Kartenskizze und 5 Figuren, s. Tafel I und II.)	
Dr. Drumm: Drei Bohrprofile und ein Schachtprofil aus dem Steinkohlen- gebirge der Rheinpfalz (einschl. Saarpfalz) samt einer Übersicht sämt- licher Bohrungen auf Steinkohle in der Rheinpfalz und Quellen- verzeichnis	23—38
Dr. Ulrich Springer: Bodenkundliche Studien an einigen Böden des bayerischen Frankenwaldes	39—46
M. Abend: Beobachtungen in der nächsten Umgebung von Lichtenfels (Mit einem Kärtchen.)	47—52
A. Wurm: Zur Genese der Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken	53—58
Dr. F. Münichsdorfer: Über Almbildung und einen interglazialen Alm in Südbayern	59—86
L. v. Ammon † und Dr. Otto M. Reis: Die Tiefbohrungen bei Röthen- bach und Neunkirchen i. Obpf. im Jahre 1911	87—104
Dr. F. W. Pfaff: Über quantitative Bestimmung des Quarzes im Ton und über Tonelektrolyse	105—108
Dr. Otto M. Reis: Über Einzelheiten und Allgemeinheiten in vulkanischen Durchbrüchen und Mineralbildungen im Spessart und in der Rhön . .	109—132
(Mit 1 Textabbildung und 1 Übersichtskärtchen.)	
Georg Prießhäußer: Der Bayerische Wald im Eiszeitalter. I. Glaziale Spuren in der Umgebung des Großen Arbersees	133—150
(Mit 5 Tafeln und 2 Bildern.)	
Dr. Otto M. Reis: Beobachtungen über Dünensande, Sandlöß und Wind- schliffe in Franken	151—157
(Mit 2 Abbildungen.)	
Johann B. Ostermeier: Ergebnis der erdmagnetischen Messungen in der Umgebung von Althegnenberg	158—160
(Mit 2 Abbildungen.)	

Die Nagelfluh von Anger bei Reichenhall.

Von

Dr. Ludwig Simon, Bad Tölz.

Geht man vom Bahnhof Piding, der letzten Station vor Reichenhall, gegen Mauthausen, so befindet man sich nach Querung der Saalachalluvionen und kräftigem Anstieg über eine etwa 5 m hohe Böschung auf ebener Terrassenfläche an der Ausmündung einer breiten Talung, welche nordostwärts zwischen den waldigen Flyschvorbergen des Staufenzuges und dem kuppigen Rücken des Höglberges langsam ansteigt. Ihren Abschluß bildet anscheinend ein flach geschwungener Sattelpogen, dessen Mitte hochragend die prächtige Kirche von Anger einnimmt. Nähert man sich ihr auf der Teisendorfer Landstraße, so gewinnt man den Eindruck, als stünde sie auf einem isolierten Hügel innerhalb des beiderseits ungestört fortsetzenden Talbodens. Erst, wenn man den Aufhamer Schuttkegel überstiegen hat und auf dem Feldweg ihr unmittelbar näherückt, klärt sich die Situation einigermaßen: man befindet sich vor dem spornartigen Ausläufer einer 20—30 m hohen Terrasse, welche sich im Westen an den Fuß des Teisenberges lehnt, während im Osten die Senke in gleicher Richtung wie bisher weiterzieht. Man überschreitet die Ache, welche den Westfuß des Sporns benagt, und erkennt im Aufstieg nach Anger, daß allenthalben eine harte Nagelfluh den Hang bildet. Auf der Höhe angelangt, biegt man überrascht zwischen dem noch einige Meter höher ansteigenden Kirchenhügel und dem Gasthaus zur Post auf einen ebenen, grünen Plan, den „Anger“. Ringsum lagern sich die Häuser des Dorfes hart an den Steilabsturz und nur gegen NW. schließt sich das Dorfplanum in annähernd gleicher Höhe an die Fortsetzung der Terrasse.

Verfolgen wir nun die Ausdehnung der Nagelfluh, so sehen wir sie schon auf den über den Anger laufenden Wegen mehrfach austreichen. Die Verwitterungsdecke bezw. die Überstreuung mit erraticem Geschiebe ist nur wenig mächtig, nach den Angaben der Einheimischen höchstens einen halben Meter; die Keller der Häuser sind durchwegs in den Fels gebrochen. Auch deutet darauf die Tatsache, daß die Grasnarbe des Angers in heißen, regenarmen Sommern wie 1911 oder 1914 leicht abstirbt und überhaupt nur als Weide zu benutzen ist. Eine größere Mächtigkeit scheint die Überdeckung nur am Kirchenhügel zu besitzen, da sonst der Anlage des Friedhofes wohl Schwierigkeiten erwachsen wären.

Am Weg nach Holzhausen, der hinter dem Pfarrhaus an den Terrassenrand tritt und sich sogleich auf eine wenig niedrigere Terrassenstufe herabsenkt, wird die Nagelfluh bald durch erraticches Geschiebematerial abgelöst, das die ganze Holzhausener Stufe aufbaut, zur Rechten aber ziehen sich die Ausstriche der Nagelfluh als niedere Böschung bis zum Gartenhäuschen am NW.-Ende des Dorfes. Kurz vorher führt ein Verbindungsweg zum Höglwörther Sträßchen hinüber; wo er die schwache Erhebung am NW.-Winkel des Angers übersteigt, streicht Nagelfluh aus, dagegen soll das Haus von Dr. ADAM, in der Längsflucht des Angers der Kirche gerade gegenüber, auf mehrere Meter dickem „Lehm“ stehen. Es handelt sich offenbar um verschwemmten Moränenletten der Holzhausener Terrasse, der hier in einer geschützten Bucht des Nagelfluhrückens zum Absatz kam.

Am Nordende des Dorfes wurde bei der Planierung für den Krankenhausbau der Fels auf große Fläche bloßgelegt. Weiterhin bildet das Sträßchen nach Höglwörth fast durchaus die Grenze zwischen der Nagelfluh, welche rechts den bewaldeten Steilabsturz bildet, und dem lockeren Jungdiluvium, das zur Linken die Wiesen und Äcker trägt und weiter nördlich die Oberkante der Nagelfluh überhöht. Nur an zwei Stellen greift letztere ein wenig über den genannten Weg hinüber: bei der Kreuzigungsgruppe, die einen kleinen Felshöcker krönt, und am Ölberg, der in eine niedere Bank der Nagelfluh eingehauen ist. Es ist das nördlichste Anstehen des Konglomerates, dessen Auskeilen auch durch die beträchtliche Neigungsabnahme des Gehänges, über das der Weg zur Talsohle hinabzieht, angedeutet wird. Dort, wo bei einem einzelnen Baum neben einem seichten Gräblein ein Feldweg von Holzhausen her einmündet, schaut zwar noch Nagelfluh aus dem Grase hervor, doch handelt es sich hier offenbar um den Rest einer alten Gehängesicherung aus Nagelfluhblöcken. Am Waldsaum vor Badschneider erschließt eine kleine Schürfung lockeren Kies und Sand und 100 m westlicher, am Ostrand des vom Weiherhäusl zum Badschneider laufenden Tälchens ist in zwei alten Kiesgruben verschwemmtes Moränenmaterial in guter, aber unregelmäßiger Schichtung aufgeschlossen. Auch der nördlich folgende Hügel von Grub scheint nur aus lockerem Material zu bestehen, da nach zuverlässigen Angaben der dortige tiefe Wieninger Bierkeller durchaus gemauert ist, was in festem Fels wohl nicht der Fall wäre.

Die besten Konglomerataufschlüsse bieten die Steilhänge. Sie beginnen im Osten am Waldsaum, wo der Weg von Engelhäng herüberkommt. Hier befinden sich alte Steinbrüche, die je nach Bedarf benützt werden und daher von Zeit zu Zeit frische Bruchflächen tragen. Die größte Entblößung in etwa 5 m hoher Wand schafft ein Bachriß nördlich des Krankenhauses, der auch einen kleinen Schuttkegel, überwiegend aus Konglomerattrümmern bestehend, in den Talgrund vorgeschoben hat. Auch an den drei Fußwegen, welche auf dieser Seite zum Plateau hinaufführen, steht es besonders im oberen Teile mehrfach an, während den Fuß eine schmale, überwucherte Sturzhalde säumt. Der Aufschluß unter dem Kirchenchor — hinter der Bäckerei in Pfaffendorf — leitet über zu dem eingangs erwähnten Anstehen am Fahrstraßenanstieg.

Kleine Terrassenreste bei der Pfaffendorfer Mühle lassen erkennen, daß die Holzhausener Terrasse ihre Fortsetzung in der Pfaffendorfer findet und die Verbindung ihrer Oberflächen durch ein in die Nagelfluh geschnittenes Erosionsgesimse hergestellt wurde, das aber bis auf Spuren der jüngeren Achenerosion zum Opfer fiel. Diese hat auf der Westseite des Spornes den Fels öfters freigelegt, die Aufschlüsse sind aber wegen Verbauung, Absperrung und Überwachsung meist nicht unmittelbar zugänglich, am besten noch an dem neben dem Bichlmeier'schen Gasthaus zur Ache führenden Steig. Offenbar greift die Nagelfluh noch unter das Niveau der Achentalsohle hinab und deren flacher Aufschüttungsboden lehnt sich in gleicher Weise an eine Erosionswand der Nagelfluh, wie es in höherer Stufe die Holzhausener Terrasse tut. Deutlich sieht man letzteres in dem Obstgarten nördlich des Pfarrhauses: das Konglomerat sticht hier seitlich in einen vortretenden Sporn lockerer Anschüttungen hinein und verschwindet damit an dieser Seite aus dem Gesichtskreis.

Das ganze Nagelfluhvorkommen mißt in der NNW.-gestreckten Längsachse 1050 m bei einer größten Breite im Dorf Anger von 150 m und einer größten sichtbaren Mächtigkeit bei der Kirche von ca. 30 m (530—560 m).

Innerhalb der ganzen Talung zwischen Piding und Teisendorf steht die Nagelfluh von Anger isoliert, doch gelang es neuerdings in nächster Nähe, allerdings an schwer zugänglichen Stellen eine gleichartige Bildung nachzuweisen. Im SO. von Anger liegt an der Ache, vom Fuß des Höglberges durch eine schmale Furche getrennt, der Rücken von Diezling, im Norden spornartig endend. Sein Sockel besteht aus Flysch, der in einem Bachriß südlich des Ortes ansteht (bis gegen 520 m) und in etwa gleicher Höhe am Nordspitz bei einer kleinen Quelfassung als lottig verrutschter Mergel ausstreicht. Die obere Hälfte des bis 542 m ansteigenden Rückens besteht aus lockerer Moräne, die in den Wegeinschnitten und in größeren Rutschungen auf der Ostseite erschlossen ist. Unter derselben sticht nun am Fuß des Steilhanges, also im Niveau des Flysches, der an diesen Stellen fehlt, Nagelfluh heraus, stark überwachsen, aber gut kenntlich im NO., in größerer Ausdehnung an der Westseite. Man gelangt an letzteren Fundplatz, wenn man von dem Achensteg, den der Weg Hadermarkt—Diezling benützt, durch das Auengestrüpp flußabwärts dringt. Die Ache tritt hier auf kurze Strecke vom Hang zurück und kurz bevor sie (bezw. ihr Altwasser) wieder scharf anrandet, schauen am Hangfuß zwei Nagelfluhblöcke hervor, deren größerer eine auffallend kropfige Buche trägt; ebenso wird die benachbarte Rippe einige Meter hoch von Konglomerat gebildet. Über dem Altwasser steht es in einer ca. 8 m hohen, löcherigen, leider ganz unzugänglichen Wand an und streicht auch noch jenseits des Viehschutzzaunes eine kurze Strecke weit im Waldhang aus. Die Nagelfluh scheint also

hier unter der Moränendecke eine Furche im Flysch auszufüllen. Mehr läßt sich aus den spärlichen Andeutungen nicht entnehmen.

Was nun das Material der Nagelfluh anbelangt, so unterscheidet sich dasselbe in keiner Weise von dem der lockeren Moränen in dieser Gegend. Der überwiegende Bestandteil sind Kalke, daneben Gesteine des Flysches und in wechselnder Häufigkeit, aber nirgends ganz fehlend, Kristallines. Die Geschiebe zeigen alle Bearbeitungsstufen von kaum kantengerundeten bis wohl abgerollten Stücken, viele sind politurartig geglättet, deutliche Schrammen konnte ich aber bisher nirgends beobachten. Von Kopfgröße bis zu feinem Sand finden sich alle Übergänge, doch nimmt im großen und ganzen die Korngröße nach Norden und oben ab. Bezeichnenderweise ist das Diezlinger Vorkommen reich an großen (bis 30 cm Durchmesser) scharfkantigen Flyschbrocken.

Das Bindemittel ist kalkig und fast durchwegs sehr fest, nur die sandigen Partien sind lockerer; das zeigt sich gut im Steinbruch, außerdem sollen sich beim Steinhauser, dem nördlichsten Privathaus von Anger, beträchtliche Linsen ganz reinen Sandes gefunden haben, die ohne weiteres für Bauzwecke verwendet werden konnten.

Von innerer Verwitterung der Geschiebe ist im allgemeinen nichts zu bemerken; daher trägt der Fels auch nicht den bei anderen glazialen Nagelfluhen häufigen löcherigen Charakter, wenn man von der nur unsicher erkennbaren Wand bei Diezling absieht.

Die Sichtung nach der Korngröße und damit die Abtrennung in Schichtlagen ist sehr unregelmäßig, stellenweise ist Diagonalstruktur angedeutet. Die tieferen Lagen im Süden fallen ziemlich stark nach Norden, besonders deutlich hart südlich des Achensteiges und an dem Aufschluß unter dem Kirchenchor. Weiter nordwärts und oben legen sich die Schichten flacher bis fast horizontal. Bei Diezling lassen sich über die Schichtung keine bestimmten Anhaltspunkte gewinnen. Glaziale Bearbeitung der Oberfläche der Nagelfluh läßt sich nirgends feststellen, der lang dauernde Kultureinfluß hat alle etwa vorhandenen Spuren verwischt.

Sucht man in der weiteren Umgegend nach analogen Konglomeratbildungen, so wäre ein Vergleich mit der Gruttensteiner Nagelfluh bei Reichenhall am nächstliegenden, doch überzeugt schon ein oberflächlicher Überblick, daß man es mit verschiedenartigen Bildungen zu tun hat. Das Gruttensteiner Konglomerat ist in seiner Gesteinszusammensetzung viel mannigfaltiger, die Gerölle sind gut gerundet, nach Korngrößen geordnet und klar geschichtet, eine zweifellos fluviatile Ablagerung. Seine Oberkante liegt zudem mit 500 m beträchtlich unter jener der Angerer Nagelfluh, etwa gleich hoch mit dem tiefsten Anstehen bei Diezling. Der ganzen Struktur nach muß man die Angerer Nagelfluh als eine moränennahe Ahlagerung auffassen, ja ich stehe nicht an, ihre südlichen Partien trotz des Fehlens von Schrammen geradezu als Moräne zu bezeichnen.

In dieser Hinsicht steht ihr ein Nagelfluhvorkommen nahe, das eine Stunde weiter nördlich bei Roßdorf in einer Kiesgrube östlich des Dorfes auftritt. Es liegt hier vollkommen lockere Jungmoräne, unregelmäßig geschichtet mit Lettensandlinsen. Sie geht im nördlichen Grubenabschnitt oberflächlich in Nagelfluh über, deren Grenze gegen das Lockere sich rascher senkt als die Böschung, so daß schließlich die ganze Grubenwand aus Nagelfluh besteht. Aus der Umgebung von Anger ist mir sonst kein Beispiel verfestigter Jungmoräne bekannt, so daß auch das Roßdorfer nur eine ganz lokale Bildung zu sein scheint und keineswegs dem Angerer

an die Seite gestellt werden darf. Dieses steht also nach wie vor allein und verlangt eine gesonderte Deutung.

Als maßgebend für eine solche kommen neben der besprochenen Moränen- bzw. Übergangskegelnatur noch folgende Punkte in Frage: die einheitliche Ver kittung durch die ganze Masse; das ausgesprochene Einfallen der Schichtlagen nordwärts in Richtung der Haupttalachse, wodurch eine Herkunft aus dem Stoißer Achenal ausgeschlossen erscheint; das Hinabgreifen unter die heutige Talsohle bei Anger und die Ausfüllung einer älteren Furche bei Diezling — ihre Ablagerung erfolgte also in einer stärker und teilweise andersartig erodierten Talung —, endlich ihre rein fluviatile Begrenzung und stellenweise Terrassierung.

Über das Alter dieses Gesteins lassen sich nur mehr oder weniger begründete Vermutungen äußern. Sicher ist es älter als die Holzhausener Terrasse, deren Material dem aufgearbeiteten Endmoränenriegel des Würmhochstandes im Stoißer Achenal entstammt und in der Rückzugsperiode der jüngsten Vergletscherung von der die Sperre durchbrechenden Ache zusammen mit den Schmelzwassern der schwindenden Haupttalzunge verschwemmt wurde. Darüber hinaus aber ist die Datierung unsicher, da eine glaziale Oberflächenbearbeitung nicht erkennbar ist und die Überdeckung mit Geschiebe nur dünn und bei der langdauernden Kulturbeeinflussung keineswegs einwandfrei erscheint. Nach Analogieschluß liegt es nahe die Ausgestaltung der älteren Talfurche in die „Große“ Interglazialzeit (Mindel-Riß) zu verweisen; dann fiel die Ablagerung der Angerer Moräne und ihres Übergangskegels in die Rißzeit bzw. ein Rückzugsstadium derselben, ihre Ver kittung und Erosion in die letzte Interglazialzeit. Höchst bemerkenswert erscheint dann der Umstand, daß der mitten in der Achsenrichtung des Angerer Würmgletscherarmes unter mehr als 300 m Eismächtigkeit gelegene Nagelfluhrest nicht entfernt, ja nicht einmal zum Rundhöcker zugeschliffen wurde.

Über den Verlauf der präwürmglazialen Talung wären noch einige Angaben von Belang. Zwischen Piding und Anger decken sich ihre Ränder ungefähr mit denen des heutigen Talbodens, da in den beiderseitigen größeren Grabenrissen an den Spitzen der Schuttkegel sowie im Achenbett nördlich von Aufham der Flysch ansteht. Das Aussetzen desselben bei Diezling ist offenbar so zu erklären, daß der vom Hoisenhäusl kommende Graben ursprünglich seiner SW.-Richtung bis in die Talsohle treu blieb und erst durch die Ablagerung der Diezlinger Rißmoräne (jetzige Nagelfluh) zu peripherem Ausweichen nach N. gezwungen wurde. Die 20 m mächtige Diezlinger Jungmoräne hat dann in der ausklingenden Würmeiszeit diese Sperre in gleichem Sinne gefestigt.

Zwischen Anger und Teisendorf ist der alte Talzug durch mächtige Jungdiluvialbildungen verstopft und nur spärliche Aufschlüsse des Anstehenden kommen darunter zum Vorschein. Die junge, gewundene Rinne Kröpl-Höglwörth-Ramsau, deren nicht einfach zu erklärende Entstehungsgeschichte einer späteren Spezialbetrachtung vorbehalten sei, nimmt sicher nur einen geringen Teil des alten Talraumes ein. Der Westrand des letzteren durchsetzt in der Fortsetzung seiner bisherigen NW.-Richtung die Holzhausener Terrasse. Auf der Südseite der Achenalung beginnt der Flysch gleich am Waldrand westlich vom Hölzschuster, am Nordhang reicht er zusammenhängend zwar nur bis unterhalb Domwieser bei der Wolfertsauer Säge vor, aber in dem sonst aufschlußlosen Böschungsabfall der Holzhausener Terrasse spitzt er in einem kleinen Anriß beim Radkasten der Sägmühle westlich Holzhausen mit schwach ostwärts fallenden Kieselkalkbänken heraus. Dieses Vorkommen liegt in gerader Verbindung zwischen dem Flyschende beim Hölzschuster und dem Hangfuß unter Gasteig und Geigental, wo die dort herablaufenden Gräben bis nahe der Talsohle ins Anstehende geschnitten sind. Das in der „Tektonischen Übersichtskarte des Teisenbergs und Sulzbergs“¹⁾ von O. M. REIS

¹⁾ Bei dieser Gelegenheit seien einige Ungenauigkeiten korrigiert, welche unliebsamerweise bei der zeichnerischen Wiedergabe der Originalkarte unterlaufen sind: Die Moräne südlich der Ache bei Kohlhäusl ist zu streichen und durch Gehängeschutt zu ersetzen. Die Holzhausener Terrasse sollte die Signatur für „Talterrassen“ tragen. Der Gehängeschutt im Aufhamer Wald ist durch Moräne zu er-

(Geogn. Jahresh. XXXIII 1922) eingetragene kleine Vorkommen von Nierentalschichten nordwestlich vom Prielhofe ist an diesem Platze nicht mehr zu sehen. Es gehört dazu wohl eine 100 m westlicher gelegene Stelle am Ausgang des Geigentaler Grabens. Hier befand sich im Sommer 1923 ein Moränenanriß, durch den sich eine auffallend blaugrüne Lettenlage zog mit reichlichen Einbettungen von Glazialgeschieben. Es ist gut möglich, daß es sich um verwitterte und durch Rutschung mit Moräne vermengte Nierentalmergel handelt; anstehend waren sie aber nicht zu sehen. Etwa 10 m höher im Graben, also tiefer wie in der Karte verzeichnet, beginnt dann typischer Flysch mit einer steilstehenden Wechselfolge von Fukoidenmergeln, Kieselkalken und grobklotzigen Feinsandsteinbänken. Mit den Nierentalschichten in den gegen Ramsau auslaufenden Gräben endet dann nach den bisherigen Beobachtungen das Anstehende auf der Westseite der Ramsauer Talung. Diese bisher breitsohlige Furche verengt sich zwischen Almeding und Babing zum Moränendurchbruch.

Auf der Ostseite ist mir überhaupt nur ein Vorkommen von anstehendem Gestein bekannt. Es befindet sich bei P. 525, wo der Bach durch den Ramsauer Schuttkegel ganz an den östlichen Hang gepreßt wird. Er schneidet dadurch auf ca. 100 m Länge steilstehende Fleckenmergel an, die wohl als Nierentaler zu deuten sind.¹⁾ Infolge tektonischer Pressung zerfallen sie leicht in linsenförmige Bruchstücke, welche von Rutschspiegeln begrenzt werden. Das Gestein scheint noch eine Strecke weit nach Norden zu reichen, ist aber durch einen austretenden Quellhorizont mit einer dicken Sinterlage überdeckt.

Jedenfalls geht aus diesen spärlichen Anzeichen hervor, daß sich die alt- bzw. präglaziale Talung in ungefähr gleicher Breite — wenn man von der Höglwörther Gegend absieht — gegen Teisendorf fortsetzte, ehe sie durch die Ablagerungen der Würmeiszeit bis zur Unkenntlichkeit verwischt wurde.

Fassen wir nun die Entstehungsgeschichte der Angerer Nagelfluhinsel zusammen, so mag sie nach dem Ergebnis unserer Untersuchungen folgenden Verlauf genommen haben: In einem kilometerbreiten Talzug zwischen Staufen-Teisenberg und Högl lag am Ausgang der Rißeiszeit eine Seitenzunge des Saalachgletschers längere Zeit stationär, bogenförmig sperrte ihre Endmoräne von Diezling über Anger zum Fuß des Frauenwaldes das Tal, ihre Randpartien bei Diezling verlegten den dortigen Flyschgräben vom Högl den Weg und erhielten zahlreiche Geschiebekomponenten von diesen Hängen, während die Mitte mehr Gesteine der weiter rückwärts gelegenen Ursprungsgebiete absetzte. Talab lief diese Endmoräne in einen allmählich verflachenden Übergangs- und Schotterkegel aus. Nach dem Rückzug der Gletscherzunge mag der Talabschluß ein Bild gewährt haben, wie es der eingangs geschilderte Blick von Piding aus erschließt. In der folgenden Zwischenzeit verfestigten sich die lockeren Massen, wurden aber auch durch die Tätigkeit des fließenden Wassers, die sich besonders beim Herannahen der Würmvergletscherung verstärkt haben mag, zerschnitten und hielten sich nur in geschützter Furchenfüllung bei Diezling und als langgestreckte Insel zwischen zwei Talarmen bei Anger — der Blick von der Straße vor Aufham vermittelt diesen Eindruck. Unter der Decke des Würmgletschers wurden die Nagelfluhreste wenig verändert und erst, als mit seinem Rückzug Moränen und Schwemmkegel die alte Talung ausfüllten, wurde der Diezlinger Rest unter mächtiger Moränendecke begraben, die Angerer Insel von

setzen. Im übrigen sei betont, daß die Signatur für Moränen vielfach (z. B. bei Aufham) fluviale Ablagerungen mit umfaßt und ihre Begrenzung nur in rohesten Zügen zutrifft, die begonnene glazialgeologische Kartierung des Verfassers wird darüber genaue Aufschlüsse bringen. Das mit der Signatur für „Gosauschichten und ältere Formationen“ versehene Gratstück südlich des Aufhamer Waldes trägt ein verfestigtes Trümmergestein, das sich am Grat bis gegen P. 1214 verfolgen läßt. Es ist eine altdiluviale Bergsturzbrekzie (vgl. auch F. LEVY, Quartärstudien in den Chiemgauer Bergen. Ostalpine Formenstudien Abt. 1 H. 3. Berlin 1922. S. 30).

¹⁾ In der „Geologischen Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf“ von O. M. REIS (Geogn. Jahrb. 1894 u. 95) sind außer dieser Stelle nördlich von Höglwörth noch mehrere Vorkommnisse von Nierentalschichten verzeichnet, die heute durch Verwachsung größtenteils unsichtbar sind,

der Holzhausener Terrasse umgossen, von den Schmelzwassern und der aus dem Stausee von Kohlhäusl (vgl. Geogn. Jahresh. XXXIII 1922 S. 232) ausbrechenden Stoißer Ache angerissen und terrassiert. Bis heute hat die letztere ihr Zerstörungswerk fortgesetzt, wenn sie auch die ursprünglich tiefere Furche schon beträchtlich aufgeschottert hat und nur seitlich die Nagelfluh bei Anger und Diezling benagte, bis ihr die Wildbachverbauung Einhalt gebot.

In der wissenschaftlichen Literatur gedenkt nur BRÜCKNER (Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Wien 1886. S. 84) der Angerer Nagelfluh mit folgenden Zeilen: „Ob auch das am Westfuß des Teisenbergs gelegene Konglomerat von Anger hierher“ (d. h. in Parallele mit dem Gruttensteiner) „zu stellen ist, erscheint noch fraglich. Bei meinem Besuche desselben gelang es mir nur horizontale Schichten zu beobachten. Allein Herr Prof. Dr. PENCK fand in neuester Zeit einen mir unbekannt gebliebenen Aufschluß dicht am Bach, in welchem die liegenden Partien ähnlich den Schichten des Gruttensteiner Konglomerates einfallen.“ (Gemeint ist wahrscheinlich die Stelle am Achensteg unter dem Bichlmeier'schen Gasthaus.) „Ob dieses Einfallen ganz lokal ist oder auf größere Ausdehnung sich erstreckt, konnte nicht konstatiert werden.“ PENCK in den „Alpen im Eiszeitalter“ erwähnt dieses Konglomerat nicht ausdrücklich, verweist aber (S. 163) auf die betreffenden Bemerkungen BRÜCKNER'S. Da aber gerade im Alpengebiet die Reste älterer Glazialablagerungen besonderes Augenmerk verdienen, mag sich die vorstehende im Rahmen glazialgeologischer Forschungen des Verfassers im Gebiete des Salzachgletschers, im besonderen anlässlich der im Gange befindlichen geologischen Aufnahme des Blattes Höglwörth (1 : 25 000) entstandene Sonderbearbeitung der Nagelfluh von Anger rechtfertigen.

Die Erdölbohrung Holz am Tegernsee.

Von

H. de Terra, München.

(Mit 1 Kartenskizze und 5 Figuren, s. Taf. I u. II.)

A. Einleitung.

Die Erdölbohrungen, die zwischen den Jahren 1904 und 1912 am Südwestufer des Tegernsees bei den Gehöften Finner und Rohbogen und bei Wiessee niedergebracht worden waren, hatten eine technisch nutzbare Ölführung der Kieselkalkgruppe des südbayerischen Flynches und der sie unterlagernden helvetischen Kreide erwiesen.¹⁾ Das Erdöl war ein hochwertiges Leichtöl mit bedeutendem Benzinhalt (20,04%), es war von Erdgasen begleitet und von Jodschwefelwässern, deren Erschließung zur Gründung des Jodbades Wiessee Veranlassung gab. Der hohen Qualität des Öles entsprach jedoch nicht die zur Wirtschaftlichkeit notwendige Menge, ließ doch die anfängliche maximale Stundenproduktion von 2,2 amerikan. barrels (ca. 350 l) rasch nach, so daß bald zum Pumpbetrieb übergegangen werden mußte. Die Gesamtproduktion an Öl für drei produktive Sonden kann für einen Zeitraum von 13 Jahren auf annähernd 4 147 692 l (26,086 amerikan. barrels) geschätzt werden s. ¹⁾. Dies Bohrresultat ließ das Interesse der Bohrunternehmer am Tegernseer Erdöl erlahmen, doch mußte man sich der regionalen Beschränktheit der Aufschlußbohrungen bewußt bleiben, die ein systematisches Abbohren der Lagerstätte außer acht gelassen hatte.

Es bedeutete daher einen neuen und bedeutsamen Schritt vorwärts in der weiteren Verfolgung der Erdölfrage in Südbayern, als im Jahre 1923 die „Alpine Erdöl-Gesellschaft m. b. H.“, Sitz München, gegründet wurde, zu dem Zwecke weiteres Gelände auf Erdölführung zu untersuchen. Es galt mit Hilfe einer vom alten Wiesseer Bohrgelände abgelegenen Pionierbohrung Aufklärung über die Beschaffenheit der Öllagerstätte innerhalb der nördlichen Fortsetzung jenes Ölgebietes zu erhalten. Nach eingehender Voruntersuchung geophysikalischer und geologischer Art, unter maßgebender Beratung eines Wünschelrutengängers, wurde die Bohrung der „Alpine Erdöl-Gesellschaft m. b. H.“ im Nordwestgebiet des Tegernsees angesetzt, in der Nähe des Gehöftes Frais, das der Ortschaft Holz zugehört. Die ausführende Bohrfirma JOH. BRECHTEL-Ludwigshafen begann im Juni 1924 mit den Bohrarbeiten, die nach mehrmonatlichen Arbeitsunterbrechungen Anfang August 1926 eingestellt wurden. Mit der fortlaufenden wissenschaftlichen Untersuchung der Bohrergebnisse

¹⁾ B. FÖRSTER und K. OEBECKE, „Tiefbohrungen am Tegernsee.“ Geogn. Jahresh. 35. Jahrg. München 1922.

wurde 1924 Frl. Dr. M. KAEMPF-München beauftragt, die ihrer Aufgabe trotz widriger Gesundheitsverhältnisse auf das gewissenhafteste gerecht zu werden versuchte, bis eine schwere Erkrankung im Frühjahr 1926 und ihr darauffolgendes Ableben ihrer weiteren Mitarbeit ein Ende setzte. Die dann auf mich übertragene Aufgabe der geologischen Beobachtung der Bohrung geschah zu einer Zeit, als dieselbe bereits 400 m Tiefe erreicht hatte, ohne nennenswerten Bohrerfolg gebracht zu haben. Die Annahme, daß der Flysch bereits bei 250—300 m Tiefe zu Ende durchsunken sein müßte und man die Überschiebungsfläche desselben auf die unterlagernde helvetische Kreide antreffen würde, hatte sich als irrig erwiesen. Bei der völligen Fossillosigkeit der durchbohrten Flyschgesteine und der zumeist angewandten Trockenfreifall-Bohrmethode bereitete die genaue Bestimmung der einzelnen Gesteine und ihrer Aufeinanderfolge oft etwas Schwierigkeiten. Immer aber kam der charakteristische Flyschsandstein wieder im Bohrprofil zum Vorschein, so daß eine Fehldeutung der Bohrresultate unmöglich wurde. Zur richtigen Deutung des Bohrprofils trugen die von Frl. Dr. M. KAEMPF und mir angestellten Einzelbeobachtungen im benachbarten Gelände viel bei. Zu den aus diesem Gebiet vorliegenden geologischen Kartenaufnahmen von FINK¹⁾ und BODEN²⁾ konnten damit einige Ergänzungen vorgenommen werden.

Durch dankenswerte Mitteilung der Bohrfirma JOH. BRECHTEL-Ludwigshafen kann bohrtechnisch folgendes gesagt werden:

Bis auf 8,3 m Tiefe wurde ein Vorschacht abgeteuft.

Von 8,30—400 m Tiefe wurde unter Anwendung der Trockenfreifall-,

von 400—482,30 m unter Anwendung der Wasserspülschnellschlag-,

von 482,30—523,50 m (Bohrlochsohle) unter Anwendung der Rotations-Bohrmethode (Kernbohrmethode) gebohrt.

Während der Trockenbohrung von 0—400 m ergibt sich für den Sandstein eine durchschnittliche Tagesbohrleistung (in 24 Stunden) von 2,55 m, für Mergel und Schiefer von 2,84 m. Bei der Wasserspülschnellschlagmethode von 400—482,30 m ist ein durchschnittlicher Gesamtbohrfortschritt von 2,75 m und bei der Kernbohrung von 482,30—523,50 m ein solcher von 2,10 m zu verzeichnen. In diesen angegebenen Bohrleistungen sind enthalten: die Tageszeiten, wo außer Ein- und Ausbauen des Gestänges, Schlämmen, kleineren Reparaturen und einfacheren Fangarbeiten sowie Verbohren von Nachfall und Unterschneiden noch gebohrt wurde. Wartezeiten und die Tage, wo nur Rohre eingebaut, oder nur unterschritten, oder reine Fangarbeiten verrichtet und absolut nicht gebohrt wurde, sind hierbei nicht berücksichtigt.

Das harte Gesteinsmaterial, der dauernde Wechsel zwischen härteren und weicheren Schichten und die Klüftigkeit des Gebirges, stellten an die Arbeitskräfte, an das Bohrmaterial — und nicht zuletzt an die Gesellschaftskasse erhebliche Anforderungen. Von den drei angewandten Bohrmethoden hat sich wohl die Wasserspülschnellschlagmethode am besten bewährt.

Die Untersuchung der Bohrmethoden geschah meist derart, daß festere Gesteinsfragmente ausgewählt und, wenn nötig, im Dünnschliff untersucht wurden. Das Bohrmehl kam mit der Lupe oder als mikroskopisches Pulverpräparat zur Unter-

¹⁾ W. FINK, „Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens.“ Geogn. Jahresh. 16. Jahrg. München 1904.

²⁾ K. BODEN, „Geologische Beobachtungen am Nordrand des Tegernseer Flysches.“ Geogn. Jahresh. 33. Jahrg. München 1920.

suchung, wenn nötig wurde es mit verdünnter Salzsäure, mit Chloroform, Äther oder Schwefelkohlenstoff behandelt. Das mergelige Gesteinsmaterial war in den Bohrproben meist an dem Zurücktreten der sandigen Komponente erkennbar und an der rostbraunen oder dunklen Färbung des Spülwassers, das auf den Schwefelkies- und Bitumengehalt zurückgeführt werden mußte. Vom Bohrkernmaterial wurden mehrere Dünnschliffe angefertigt. Die Salzwässer, der Schlammbüchse entnommen, gelangten immer sofort zur chemischen Untersuchung, die vom Laboratorium Dr. HOPPE in der Firma Dr. BENDER und Dr. HOBEN, München, ausgeführt wurde.

B. Die Bohrstelle und der geologische Aufbau ihrer Umgebung.

Der Bohrplatz liegt am Osthang der Holzer Berge, annähernd 300 m westlich vom Gehöft Frais in 840 m Meereshöhe. Die Moräne, auf dem die Bohrung (unerklärlicherweise) begonnen wurde, befindet sich auf Sandsteinflysch, der zur Bildung eines bräunlichgrauen Verwitterungsbodens Anlaß gibt. Die Wasserversorgung der Bohrstelle war keineswegs günstig, da die nächstliegenden kleinen Bäche nur wenige Sekundenliter-Schüttung aufzuweisen hatten und das Grundwasser am Berg- hang unerreichbar war. Der Wasserzufluß im Bohrloch selbst war zu Anfang sehr gering und konnte erst von 200 m Tiefe an als ausreichend bezeichnet werden.

Die **geologischen Feldaufnahmen** in der näheren Umgebung der Bohrstelle brachten zu den bereits vorliegenden Kartendarstellungen einige Ergänzungen. Wie aus diesen hervorgeht war die Bohrung in der nördlichsten Flyschsandsteinmulde angesetzt und lag somit im Bereich der tektonisch stark beanspruchten Faltungszone, welche den nördlichen Rand der Flyschschubmasse gegen das Helvetikum kennzeichnet. Von vornherein war daher mit bedeutenden tektonischen Komplikationen zu rechnen und die Einzelbeobachtungen brachten in der Tat Hinweise für einen tektonisch differenzierteren Flyschfaltenbau in jenem Gebiete. Schon die Untersuchungen BODENS (s. tektonische Karte des Nordalpenrandes im westlichen Tegernseer Gebiet) hatten ergeben, daß die nördliche Sandsteinzone in diesem Gebiete keine so einheitliche Zusammensetzung besitzt wie früher angenommen wurde. Nach ihm sollte die nördlichste, westlich des Gaißbachbaches entwickelte Kieselkalkzone mit östlichem Axialgefälle unter die Sandsteinzone der „Roßplässe“ und „Dürnbachflüß“ einfallen, was aus der allseitigen Umschließung eines nach Osten vorspringenden Kieselkalkzuges durch Sandsteinflysch hervorzugehen schien. Für die am Weg südlich P. 1038 westlich des Dürnbachquellgebietes aufgeschlossene Kieselkalkmulde, die in Form einer verquetschten Pilzfalte innerhalb einer Sandsteinmulde gedacht war,¹⁾ fand sich eine weitere östliche Fortsetzung. BODEN erwähnt dieselbe bereits kurz an anderer Stelle²⁾ und auch auf dem Bl. Tegernsee der geolog. Karte 1:100 000 ist dieser Kieselkalkzug eingetragen worden. Er wird durch einen sich rasch gegen Osten verschmälernden Zug dunkler, plattiger Kieselkalke und Mergelschiefer und bunter Letten angedeutet, die an einer Stelle saiger stehen und annähernd 500 m westlich des Steinbruches Frais ihr Ende finden. Südlich davon streicht ein weiterer Kieselkalkzug von beträchtlicher Breite aus, mit NON-Streichrichtung, der besonders im oberen Teil des Steinbachgrabens mit roten Letten aufgeschlossen ist. Diese Kieselkalke beginnen nordwestlich P. 1256 und ziehen nördlich der „Holzer

¹⁾ BODEN, „Zum Gebirgsbau der oberbayerischen Alpen.“ Z. D. G. G. Bd. 75. p. 99.

²⁾ BODEN, „Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz in Oberbayern.“ Geognost. Jahresh. 38. Jahrg. 1925, p. 19.

Alpe“ bis 300 m südwestlich des Steinbruches Fraiss. Die Kalke fallen im oberen Steinbachgraben $40-50^{\circ}$ NW, dann auch wieder 80° SO. Ihre spitze Kleinfaltung und die massenhaft auftretenden Rutsch- und Scherflächen weisen auf allerstärkste tektonische Beanspruchung hin. Häufig sind südfallende kleine Überschiebungsflächen, fächerförmige Aufblätterungen und widersinnig zum Streichen gestellte Schichtpakete. Im nördlichen Grenzbereich des südlich „Roßplässe“ streichenden Kieselkalkzuges treten innerhalb des Sandsteins (in 1000 m Höhe oberhalb „Roßplässe“) steilgestellte Kieselkalke und rötliche Letten auf, die bis zum Festenbach verfolgt werden können. Bedeutsam sind linsenartige Vorkommen stark verfalteter Seewerkalke und -schiefer im Flyschsandstein östlich P. 1038 und westlich des unteren Dürnbaches. Dieses unvermittelte Auftreten von helvetischer Kreide innerhalb des Sandsteins kann nur als sattelförmiger Aufbruch des die Flyschmasse unterlagernden Helvetikums gedeutet werden, bzw. als aufgefaltete Schubsetzen, die bei der Überschiebung des Helvetikums im Sandstein eingekeilt wurden.

Da die ansehnliche Mächtigkeit der erwähnten Kieselkalkzüge und das Auftreten roter Letten darin zweifellos auf echte Vertreter der Kieselkalkgruppe deuten und nicht etwa auf normale Einlagerungen in der Sandsteinschichtfolge, ist ein Zweifel an der tektonischen Stellung derselben innerhalb der nördlichen Sandsteinzone kaum möglich. Wie bei den Vorkommen von Seewenschichten kann es sich hierbei nur um aufgepreßte Kieselkalkzüge handeln, die allseitig von Störungslinien umgrenzt werden (s. Kartenskizze). Wie im Flyschgebiet des Schliersees ist also auch hier die nördlichste Region besonders intensiv verfaultet, was an den gehäuften Kieselkalkaufbrüchen kenntlich wird, doch scheint das westliche Tegernseegebiet wirklich frei von größeren Querstörungen zu sein.

Von besonderer Bedeutung für die Beurteilung der Bohrung Holz und ihrer Aussicht auf Fündigwerdung aber war die unmittelbare Nachbarschaft der helvetischen Schichten, die einen so überaus wichtigen Indikator für das tektonische Verhalten des Flyschuntergrundes darstellen. Der bekannte periphere Zug von Helvetikum südlich Marienstein, dessen Südrand nach Boden den Ausstrich der brekzienführenden Überschiebungsfläche des Flysches darstellt, liegt ca. 800 m nordwestlich der Bohrstelle. Nach Osten aber rückt der axiale Kreidezug mit Aptien und Gault auf ca. 1100 m Entfernung bei der Bayersäge an die Bohrstelle heran. Da einesteils mit einer Fortsetzung dieser Kreideaufwölbung nach Westen, andererseits mit der helvetischen Kreideunterlage des Flysches gerechnet werden konnte, die ja bei Wiessee in Tiefen zwischen 460—637 m angefahren wurde, durfte man hoffen die ölführenden Horizonte in absehbarer Tiefe zu erreichen. Immer aber hatte man damit zu rechnen, daß die Überschiebungsfläche zwischen Flysch und Helvetikum keine kontinuierlich von Norden nach Süden absteigende Fläche darstellt, sondern wellig gebogen und wohl im nördlichen Gebiet auch stärker gefaltet ist. Nach den Erfahrungen früherer Bohrungen zu urteilen, war eine größere Ölführung nur von der Grenzregion jener Überschiebungsfläche zu erwarten, d. h. aus Kieselkalcken, Brekzien und Seewerschichten. Die Aussicht auf Fündigwerdung stand also in Beziehung zu den ölhöffigen Aufsattelungen des Flyschuntergrundes. Der erwähnte Bohrpunkt lag von diesem Gesichtspunkte aus nur günstig, nämlich in einem Gebiet, wo Kreide und Flyschfalten sich kreuzen. Zudem war mit der Möglichkeit einer nordwestlichen Fortsetzung jener Störungslinie zu rechnen, die FINK¹⁾ als „Finner-

¹⁾ W. FINK, „Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens“. Geogn. Jahresh., 16. Jahrg., München 1904, p. 101 und Karte.

sprung“ bezeichnet hatte, und die — wie bei Wiessee — einen günstigen Einfluß auf die Ölführung in der Tiefe haben konnte.

Wenn auch das Abrücken von den alten Vorstellungen eines normalen Antiklinalbaues der bayerischen Flyschöllagerstätten berechtigt schien, so fragt sich doch, ob es richtig war, eine derart tektonisch exponierte Stelle im Brandungsbereich der Flyschfalten zum Ansetzen einer Pionierbohrung zu wählen.

Die in nächster Nachbarschaft der Bohrstelle vorhandenen Aufschlüsse, deren Schichtenfolge für einen unmittelbaren Vergleich mit dem Bohrprofil in Frage kam, waren besonders im Steinbruch Fraiss und im Steinbachgraben zu suchen. Von ersterem, der kaum 200 m südlich gelegen ist, hat FINK¹⁾ ein eingehendes Profil gegeben. Beachtenswert daran ist der Wechsel von Sandsteinen und Mergelschiefern, die Erwähnung zweier Lagen von „kohligen Schiefern“, sowie eines Kalkbänkchens an der Sohle des Bruches. Während die Schichten hier verhältnismäßig flach mit 16° NNW fallen, beobachtet man nördlich der Bohrung ein solches von 60—70° nach S bei Ost-West-Streichen. Der Steinbachgraben bietet besonders guten Einblick in den mannigfachen Gesteinswechsel der Sandsteingruppe und in den Kieselkalkaufbruch.

Interessant ist nun, inwiefern die **geophysikalischen Untersuchungen** mit den geologischen Vorstellungen vom Aufbau der Gegend in Einklang standen. Einem Gutachten der „Erda“ A.-G. Göttingen, die für die geophysikalische Vermessung des Gebietes beauftragt worden war, entnehme ich mit freundlicher Erlaubnis des Vorstandes der „Alpinen Erdöl“ G.m.b.H. folgende Daten:

Den Vermessungen im Konzessionsgebiete gingen Probeuntersuchungen in dem ölführenden und geologisch gut erschlossenen (südlich benachbarten) Gebiet von Rohbogen voraus. Diese Messungen der horizontalen und vertikalen Komponenten erdmagnetischer Kraft zeigten das Vorhandensein magnetischer Anomalien derart, daß über den ölführenden Kieselkalksattel-Zügen starke Maxima und im Muldenbereich der Sandsteine starke magnetische Minima nachgewiesen wurden. Als magnetisch intensiv wirkendes Agens wurde in diesem Gebiete die Glaukonitknollenzzone angesehen, die unter den Seewenschichten mit einem Eisenoxydgehalt bis 32%²⁾ in den Sattelregionen bei Wiessee mehrfach erbohrt wurde. Die gelegentlich starken Eisenoxydgehalte des Flyschsandsteins hingegen kamen im magnetischen Feld als Maxima nicht zur Geltung. Die starken magnetischen Anomalien erlaubten also auswertbare Rückschlüsse auf die tektonische Lagerung des Helvetikums und damit indirekt auf die Beschaffenheit des Flyschuntergrundes, dessen Kenntnis für die Beurteilung der Ölhöflichkeit ja maßgebend war. Die magnetische Messung geschah in der Weise, daß mittels der SCHMIDT'schen Feldwage und des KOHLRAUSCH'schen Horizontalvariometers die Anomalien der Vertikal- bzw. Horizontalintensität in bestimmten Profillinien gemessen wurden. Die Messungen im Gebiet der Holzer Berge ergaben mehrere magnetische Sattelzonen mit WSW—ONO-Streichrichtung, die mit den Kieselkalkaufbrüchen im Flyschsandstein fast genau zusammenfielen. Da alle ermittelten Anomalien größer als die mittleren Fehlerwerte sind, kann an einem Zusammenhang der magnetischen Maxima mit den Aufbruchzonen im Flysch kaum gezweifelt werden. Angaben über das axiale Gefälle der

¹⁾ W. FINK, „Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens.“ Geogn. Jahresh. 16. Jahrg., München 1904, p. 82 ff.

²⁾ B. FÖRSTER und K. OEBECKE, „Tiefbohrungen am Tegernsee.“ Geogn. Jahresh., 35. Jahrg. München 1922, p. 99.

Kreideaufbrüche ließen sich aus den Messungen nicht ableiten, was für eine eventuelle Berechnung der Bohrtiefe von praktischer Bedeutung hätte sein können.

C. Das Bohrprofil.

Das Bohrloch begann mit einem 8 m tiefen Schachte, in welchem Moränenmaterial, Geschiebe und brauner Lehm angetroffen wurde. Dasselbe hielt bis 16,60 m Tiefe an und wurde von einer 3 m mächtigen Schicht rotbraunen Verwitterungslehmes unterlagert.¹⁾ Die Moräne muß einer Grund- oder Seitenmoräne des Tegernseegletschers angehören und dürfte wohl würmeiszeitlich sein, die Verwitterungslehmedecke interglazialen oder präglazialen Alters. Bei 19,30 m sank die Bohrung in den Flyschsandstein von typisch hell- bis dunkelgrauer Farbe, feinem gleichmäßigen Korn und reichlichem Glimmergehalt. Die Bohrproben lassen keine Einlagerung tonigmergeliger Zwischenlagen erkennen, sondern sprechen eher für kompakte Sandsteinbänke, die bis zu 68,70 m anhalten. Das Bohren gestaltete sich hierin merkwürdig schwierig, häufiges Abgleiten des Meißels und rasch wechselnder Bohrfortschritt sprechen vielleicht für das Vorhandensein eines größeren Schuttkegels, etwa für „verrutschtes Flyschgebirge“, wie es die FINK'sche Karte ja in größerer Verbreitung angibt.

Von 68,70 m an traten im Sandstein vielfach sich wiederholende Lagen von Mergelschiefern auf, die eine dunkelgraue Farbe und sehr schwachen Gehalt an bituminösen Substanzen aufwiesen, die in Form kleiner schwarzbrauner Flocken auf der Wasseroberfläche im Spülbassin kenntlich wurden. Bei 78,80 m zeigte sich eine gröberkörnige konglomeratische Sandsteinbank von 1—2 m Mächtigkeit, in 89,50 m Tiefe machten sich schwache Ölsuren in Form zarter, ständig wiederkehrender Ölhäutchen bemerkbar, die, wie die Kontrolluntersuchung ergab, keinesfalls von eingelaufenem Maschinenöl herrührten. Die Sandsteine blieben bis zu einer Tiefe von 115,75 m das herrschende Gestein mit gelegentlich dünnen Mergelschieferinlagerungen. Fragmente von weißen Kalkspatbrocken in den Bohrproben deuten auf das Vorhandensein von Kalkspatadern im Sandstein.

Von 115,75 m an zeigten die zwischengelagerten Mergelschiefer größere Mächtigkeiten auf Kosten des Sandsteins. Sie sind schwarzgrau und stärker bituminös. Auf Grund der reichlichen Sandbeimengung in den mergeligen Bohrproben möchte ich auf ein Überwiegen der sandigen Komponente schließen, wiewohl die häufige Wiederkehr der Schieferlagen zum Teil wohl auch durch die steile Verfaltung der Schichten bedingt ist. Die dunklen Schiefer, die von nun an ein so bezeichnendes Gestein des Profils wurden, mögen weiter unten näher beschrieben sein. Die mit der Schappe heraufgeholtten Proben zeigten Feinschieferung und kleine pechschwarz glänzende Harnischflächen. Im völlig getrockneten Zustand erinnern sie an „Brand-schiefer“, ihr Bitumengehalt schwankt zwischen 1—4^{0/0}.¹⁾ Der aus 140 m Tiefe entstammende Bohrschlamm enthielt das Bitumen in Form schwarzer Flocken und feiner Ölaugen. Bei 145,80 m wurde eine Kernbohrung versucht, die jedoch mißlang, da die Schichten zwischen Sandstein und Mergel rasch abwechselten und infolge starker Durchfeuchtung beim Ausziehen der Schappe abrissen. Die eintönige Schichtfolge von Sandsteinen, denen bei 167 m ein kieselkalkartiges Gestein ein-

¹⁾ Kurze Mitteilung von M. KAEMPF in der Zeitschrift „Petroleum“ Nr. 35 p. 2169, woselbst auch ein schemat. Bohrprofil bis 275 m Tiefe gegeben wurde. Die im Nachlaß von M. KAEMPF gefundenen Notizen wurden, soweit sie auf die Bohrung Bezug haben, im folgenden verwertet.

gelagert war, und mehr oder minder bituminösen Mergelschiefern hielt an bis 257,40 m. Der Kalkgehalt der Mergel tritt von da an mehr zurück, so daß man von glimmerigen, schwach bitumführenden Tonschiefern sprechen kann. Mit diesen wechselten hellere, grüngraue, glattbrechende Schiefer. — Nach einer achtmonatlichen Bohrpause vom Dezember 1924 bis August 1925 wurde mittels Schlämmbüchse aus 275 m ein schwach öldurchtränkter Bohrschmand gefördert, mit Brocken von schwarzgrauen und grünlichen Tonschiefern. Beim Aufstoßen des Schlämmbüchsenventils machte sich ein scharfer Petroleumgeruch bemerkbar und beim Weiterbohren blieben in der Spülung Ölsuren deutlich kenntlich.

Bei 280,20 m wurde ein 10 cm langes Bohrkernstück gefördert aus feinkörnigem grauen Glimmersandstein, der geringe Bitumpuren im mikroskopischen Bilde erkennen läßt. Das Kernstück zeigt Feinschichtung, die mit 60—70° einfällt. Die Fallrichtung war nicht mehr festzustellen, dürfte aber, den Fallrichtungen über Tage nach zu schließen, eine südliche sein. Von 290,50 m an nahm die klastische Beimengung der Schiefer zu. Im Bohrrohr wurde petrolgasartiger Geruch festgestellt, das Spülwasser aber blieb ohne nennenswerte Ölsuren. Die klastischen Schiefer, die reich an Druckharnischen waren, hielten an bis 308,45 m und wurden dann von Sandsteinen abgelöst. Das Nachfallmaterial zeigte einen kalkspatdurchhärteten Sandstein, in dessen Klüften eine bräunliche, asphaltartige Substanz verteilt war. Während des Sumpfens bei 333 m nahm der Petroleumgasgeruch immer mehr zu je tiefer die Wassersäule im Bohrloch sank. Das auf der Bohrlochsohle sich ansammelnde Wasser zeigte reichliche Öl- und Bitumpuren, die zweifellos den Kalkspatklüften entstammten. Im Dünnschliff konnte ein nummulitenähnliches Foraminiferenbruchstück erkannt werden.

In 333,50 m Tiefe wurde eine **Temperaturmessung im Bohrloch** vorgenommen zur Orientierung über die geothermische Tiefenstufe. Es wurden zu diesem Zwecke drei besonders träge Maximumthermometer der Firma FUESS-Berlin in einer 5 mm dicken Eisenröhre gut verpackt am Drahtseil in das leergeschöpfte Bohrloch eingelassen. Um ein Anstoßen an die Sohle zu verhindern, blieben die Thermometer bei 330 m hängen, so daß auch noch Spielraum für zufließendes Wasser gegeben war. Die Lichtweite des Bohrloches betrug 229 mm. Die Thermometer verblieben 24 Stunden in dieser Tiefe und ergaben die Ablesungswerte von 20,30, 20,35 und 19,97° C. (letzteres in Nickelhülse). Nach der von J. KOENIGSBERGER¹⁾ vorgeschlagenen Formel zur Berechnung der geothermischen Tiefenstufe ergibt sich, unter Einsetzung des Wertes der örtlichen mittleren Lufttemperatur in 840 m ü. d. M. mit 7,93° C., eine geothermische Tiefenstufe von 26,88 m. Dieser Wert ist nur ein annähernder, darf man doch nicht die abkühlende Wirkung des Wasserzuflusses im Bohrloch und das relativ steile Schichtfallen verkennen, das leicht einen Austausch mit der Oberflächentemperatur gestattet. Auch die Nähe größerer Wasseransammlungen soll nach KOENIGSBERGER von Einfluß auf die geothermische Tiefenstufe sein. Es ist also eher mit einem noch kleineren Wert derselben in diesem Flyschgebiet zu rechnen. Nach KOENIGSBERGER müßte der Normalwert bei 35 m zu suchen sein und es ist gewiß beachtenswert, daß die Tiefenstufe hier 8 m unter dem Normalwert liegt. Ob hier etwaige benachbarte Erdölansammlungen dafür verantwortlich zu machen sind, bleibt ungewiß, so lange keine vergleichenden Beobachtungen aus anderen Flyschgebieten des Voralpenlandes darüber vorliegen.

¹⁾ J. KOENIGSBERGER in C. R. Intern. Geol. Kongr. Mexico, 1907.

Bei 335,60 m stellten sich grünlich- oder rötlichgraue Mergelschiefer ein, die etwas Glaukonit und einige Foraminiferen führen sowie schwache Bitumenspuren. Die Gesteine haben mit den Seewenschichten gewisse Ähnlichkeit, sie unterscheiden sich aber von ihnen durch die reichliche Quarzbeimengung. Auch das Vorkommen von Foraminiferen wie: *Globigerina*, *Textularia*, *Oligostegina*, *Lituola* kann keinen einwandfreien Beweis für das helvetische Alter dieser knapp 5 m mächtigen Schicht abgeben, zumal diese Formen auch in der Mikrofauna des Flyschkieselskalkes erscheinen. Die Unterlagerung dieser Schiefer durch typischen Flyschsandstein läßt jedenfalls keinen Zweifel darüber aufkommen, daß ein radikaler Schichtwechsel im Bohrprofil nicht stattgefunden hatte. Diese Gesteine hielten bis 418,80 m weiter an, wobei in gewissen Bitumenmergel-Horizonten wie bei 360, 371, 375, 394 m sich Öl- und Gasspuren in reichlicherer Menge zeigten. Spuren von freiem Rohöl reicherten sich im Spülbassin zeitweilig zu einer dickeren Ölhaut an. Der Sandstein war reicher an Kalkspatbindemittel und daher kompakter, so daß das Bohren schwieriger wurde. Von 418,80 m an traten wieder sehr bituminöse Mergelschiefer auf, was sich in der Spülung unter Zunahme von Öl- und Bitumenspuren bemerkbar machte. Bei 427 m trat aus der Spülung ein mit schwarzem flockigem Bitumen und Gas versehenes Wasser aus. Der Vorgang, welcher zu diesen ständig wieder auftauchenden Öls Spuren Veranlassung gab, ist folgendermaßen zu denken: durch den Stoß des Meißels und durch den Wasserdruck der aufschlammenden Spülung trat eine Gefügelockerung des Schiefers ein, das darin angereicherte Bitumen wurde nebst geringen Gasmengen frei und sammelte sich an der Wasseroberfläche des Spülbassins zu einem tiefschwarzen, gasdurchtränkten Bitumenschmand an, während die mergelige Trübe zu Boden sank. Diese emulsionsartige schwarze Masse roch schwach nach Petroleum und zeigte feine Ölhäute. (Über seine chemische Zusammensetzung siehe unten.) Das Gas war nicht brennbar, ein Gasdruck im Bohrloch nicht wahrzunehmen. Die Öls Spuren verschwanden von 427 m an nicht mehr ganz, was mit dem schwachen Bitumengehalt des Sandsteins zusammenhing. Experimentell konnte dies dadurch nachgewiesen werden, daß ein künstlich zerstampfter Sandstein unter Druck mit warmem Wasser aufgeschlämmt wurde, worauf das körnige Bitumen an die Oberfläche stieg und sehr feine irisierende Ölhäute entließ. Bei 442 m wurde aus der Spülung dunkelblau irisierendes Rohöl frei, das durch eine Unvorsichtigkeit einer näheren Untersuchung verloren ging. Beim Aufholen der Schlämbüchse aus 449 m kam typischer grauer Flyschglimmersandstein mit Pflanzenhäcksel zur Beobachtung.

Zwischen 451,80—453,55 m erfolgte gelegentlich von Schöpfarbeiten ein Salzwasserzufluß aus einer Schichte dunkler Mergelschiefer. Nach weiterem Schöpfen machte sich bei Zunahme von Öls Spuren starker Petroleumgasgeruch bemerkbar und lebhaft Gasentwicklung beim Auslassen der Schlämbüchse. Die daraus hervorgeholten Gesteinsbrocken deuten einen raschen Wechsel von Pflanzensandstein und Mergelschiefer an, die reich an Anzeichen starker tektonischer Beanspruchung sind (Harnische, kalkspaterfüllte Klüfte). Die geringe Schüttung des Salzwassers geht daraus hervor, daß 13 m Salzwasser sich in 12 Stunden in dem völlig leer geschöpften Bohrloch ansammelten.

Die Analyse dieses ersten Salzwassers ergab folgendes Resultat: ausgeprägter Mineralwassercharakter; spez. Gew. 1,0061; ca. 8 g Kochsalz pro Liter, dem ca. 5 mgr Jodide beigemischt sind. Bromide konnten nicht nachgewiesen werden. Sulfatanteil (berechnet als Magnesiumsulfat): 0,022 g pro Liter. Das Gewicht des bei 120° ge-

trockneten Abdampfückstandes von 1 l Wasser ist mit 8,5 g nur wenig höher als das des darin vorhandenen Kochsalzes. Außer Erdalkalienkarbonaten (in Höhe von 0,13 g, berechnet als CaCO_3) noch etwas Natriumbikarbonat, 0,05 g im Liter.

Es handelte sich also um ein schwach jodhaltiges alkalisch-salinisches Wasser von ähnlicher, wenn auch schwächerer Mineralzusammensetzung wie das von Wiessee und Tölz. Seine Temperatur lag — der Tiefe entsprechend — bei $19,1^\circ \text{C}$. Beim Weiterbohren erfolgte ein stärkerer Zufluß des Salzwassers, das bei 455 m einer zweiten analytischen Untersuchung unterzogen wurde, aus der die fortgeschrittene Verwässerung ersichtlich wird:

Spec. Gew.	1,0017	(1,0061)
Kochsalz	2,23 g i. l	(8,00 g)
Jodide	1,9 mg i. l	(5 mg)
Bromide	Spuren	(—)
Sulfate	0,0093 g i. l	(0,0084 g)
berechnet als MgSO_4	0,0116 g i. l	(0,022 g)
Wasserlösliche Alkalität des Rückstandes		
ber. als Na-Bikarbonat	0,1042 g	(0,05 g)
Alkalität der unlöslichen Karbonate ber.		
als CaCO_3	0,04 g	(0,13 g)

Die Beantwortung der Frage, welche Bedeutung dieser Salzwasserzufluß für die Bohrung habe, ob er wie üblich als Signal zur Einstellung weiterer Bohrarbeiten oder vielmehr als günstiges Vorzeichen aufzufassen sei, ergab sich wesentlich aus folgenden Erwägungen. Das Salzwasser entströmte einer tektonisch stärker gestörten Region, wie die zahlreichen Kluff- und Harnischbildungen der Gesteine anzeigten. Es trat gemeinsam mit verstärkten Öl- und Gasspuren aus jener aus und stand unter gewissem Eigendruck, nachdem die ca. 90 m hohe Wassersäule im Bohrloch anfänglich bei weiterem Schöpfen nicht zum Sinken zu bringen war. Die Annahme, daß es einem bestimmten Horizonte entstammte, konnte nicht aufrecht erhalten werden, da es sowohl aus Mergelschiefern als aus Sandsteinen hervortrat. Wie die früheren Bohrungen bei Wiessee und Tölz erkennen lassen, sind die jodhaltigen Salzwässer nicht an einen stratigraphischen Verband geknüpft, sondern an Störungszonen, Kluffflächen und Verwerfungen. So steht z. B. der Jodwassereinbruch der Bohrung Wiessee Nr. 8 in 613 m Tiefe offenkundig mit einer Verwerfung in Zusammenhang,¹⁾ ebenso verhält es sich mit den Jodwässern von Krankenheil und Tölz.²⁾ Auch für das Holzer Wasser bleibt keine andere Erklärung seines Ursprungs als sein Auftreten mit einer Störung in Zusammenhang zu bringen. Es handelt sich auch hier um ein Erdölsalzwasser, doch gegenüber Wiessee mit dem Unterschied, daß der Salzwasserantrieb aus dem Bereich der Flyschsandsteingruppe kommt, während es dort den helvetischen Kreideschichten, also der Unterlage des Flysches entströmte. Da man die Mineralisation dieses Holzer Wassers schwerlich aus dem Flysch selbst wird herleiten können, ist man versucht, sie in die Flyschunterlage zu verlegen (Helvetikum?), da ja die chemische Zusammensetzung durchaus auf verwandte Herkunft mit der von Wiessee und Tölz weist. Die Annahme von ROTHPLETZ,²⁾ die südbayerischen Salzwässer seien auf unterirdische Auswaschung mariner Eocän-schichten zurückzuführen, konnte bisher nirgends nachgeprüft werden. Über den

¹⁾ B. FÖRSTER und K. OEBBECKE, „Tiefbohrungen am Tegernsee.“ Geogn. Jahresh. 35. Jahrg., München 1922, Fig. 8.

²⁾ A. ROTHPLETZ „Der Ursprung der Tölzer Jodquellen“ in der Festschrift „Die Krankenheiler Jodquellen“. Bad Tölz 1910.

wahrscheinlichen Zusammenhang des Öles mit diesen Salzwässern, habe ich mich an anderer Stelle geäußert,¹⁾ es geht daraus hervor, daß an einen normalen Öl-Salzwasserverband im Tegernseergebiet nicht gedacht werden kann.

Die nun folgenden Sandsteine sind reicher an Kalkspatbindemittel und daher kompakter und vielfach mit Bitumen- und asphaltischen Substanzen durchsetzt, die schon makroskopisch als schwarzbraune Körner sichtbar werden. Auch kieselkalkartige Gesteine schalten sich bei 456, 470, 478, 500, 508 und 514 m ein, deren Mächtigkeit, wie der Bohrkern zeigte, jeweilig eine sehr geringe ist. Die Ölsuren verschwanden in der Spülung nicht, die Intensität ihres Auftretens stand in Zusammenhang mit dem Durchsinken bituminöser Schieferlagen.

Die **Kernbohrung**²⁾ begann bei 482,55 m Tiefe und beschloß das Bohrprofil bis zur Endteufe von 523,50 m. Der Kern wurde gut gezogen und mißt 10 cm im Durchmesser. Mit einem Wechsel von Glimmersandstein, Mergelschiefer, grünlichen Letten und kieselkalkartigen Lagen bestätigt er gewissermaßen die Deutung der bisherigen Bohrproben. Daneben zeigt er wechselnd steiles Schichtfallen von 45 bis 80° und Kleinfaltung, die vor allem an den Lettenbändern kenntlich wird. Er zeigt die Merkmale eines stark verpreßten Gesteinskomplexes, der in den mobileren Schichten, wie den Mergelschiefeln, von unzähligen kleinen Störungen durchsetzt ist. Auch die über Tage im größeren Maßstabe festgestellte Durchspießung härterer Gesteinslagen von Schiefeln, läßt sich am Kern ausgezeichnet beobachten. Er gibt somit einen Ausschnitt der Kleintektonik der nördlichen Flyschregion. Der Sandstein zeigt darin eigenartige Texturen, die, wie weiter unten ausgeführt sein soll, als „Fließ- oder Gleitungstexturen“ aufzufassen sind und nichts mit der tektonischen Durchbewegung zu tun haben.

D. Die Gesteine des Bohrprofils.

Sie sind wohl ohne Ausnahme der Sandsteingruppe des Flysches zuzurechnen, zu deren Kenntnis die nachfolgende Beschreibung als Beitrag aufgefaßt werden kann.

Der Sandstein, von hell- oder dunkelgrauer Färbung und den mit hellem Glimmer übersäten Schichtflächen, ist schon oft genug und nicht nur zuletzt durch FINK Gegenstand eingehender Beschreibung gewesen. In Hinsicht auf seine mineralische Zusammensetzung sei nur kurz auf das Vorkommen gewisser akzessorischer Bestandteile hingewiesen, wie Pyrit, Granat, Rutil, Zirkon, Anatas, Glaukonit, Mergelgerölle, Bitumen und asphaltische Substanzen. Von diesen erscheinen die ersteren beiden und auch das Bitumen oft in reichlicher Menge. Der petrographische Habitus ist so gleichförmig wie in anderen Gebieten auch. Das Fehlen jeglicher alpiner Komponenten bringt uns wieder zur Vorstellung eines außerkalkalpinen Liefergebietes, das sich im wesentlichen wohl aus glimmerreichen Gneisgesteinen und Glimmerschiefeln aufbaute und einer allmählichen Abtragung unterlag. Was uns besonders am Sandstein dieses Profils einer näheren Betrachtung wert erscheint, ist die bituminöse Komponente und die kalkige des Bindemittels.

Schon GÜMBEL und FINK erwähnten den Anteil kohligter Substanz, und von späteren Flyschforschern wurde des öfteren auf den Gehalt an Pflanzenhäcksel hin-

¹⁾ H. DE TERRA „Zur Erdölfrage im bayerischen Flysch- und Molassegebiet.“ Zeitschr. „Petroleum“ Nr. 33 p. 2057. Jahrg. 1925.

²⁾ Der Bohrkern nebst allen Bohrproben ist dankenswerterweise von der „Alpinen Erdöl“ G. m. b. H. der „Staatssammlung f. allgem. u. angew. Geologie“ in München überlassen worden.

gewiesen. In diesem Sandstein handelt es sich weniger um inkohlte Pflanzenreste, denn solche wurden einwandfrei nur bei 453 m Tiefe festgestellt, sondern um echte Bitumen- bzw. asphaltische Substanzen. Dieselben treten bereits bei 115 m Tiefe auf, gelangen aber nur sporadisch in den kleinen Sandsteinbrocken, welche die Schlämmbüchse enthält, zur Beobachtung, so daß ihre Feststellung erst im festen Bohrkern von 482,55 m ab sicher wird. Das Schliffbild eines solchen Sandsteins aus 520 m (Taf. II Fig. 3) zeigt folgendes Bild: überwiegend Quarzkörner, eckig und von verschiedenster Größe, schwach undulös auslöschend, etwas Plagioklas, daneben Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat, Zirkon und Pyrit (in größeren idiomorphen Kristallen, sowie in Form kleinster kugelige Gebilde), zwei größere Mergelgerölle, ein Foraminiferenbruchstück. Das Bindemittel ist kalkig und zeigt örtlich Kieselsäureneubildung. Ferner zeigen sich schwarzbraune, wohlumgrenzte, randlich durchscheinende Körner benachbart mit feinen Pyritkügelchen, sowie fadenartig ausgezogene, meist in der Schichtungsebene liegende gelbbraune Gebilde. Die dunklen Körner sind mit der Lupe in der frischen Anbruchfläche des Sandsteins kenntlich, in pigmentartiger Verteilung von schwarzbrauner mattglänzender Färbung. Sie setzen sich gern in das kalkige Bindemittel oder umgeben klastische Bestandteile ohne in dieselben einzudringen. Diese Körner sind es, die, wie bereits erwähnt, in der Berührung mit Wasser feinste Ölhäutchen von sich geben. In Chloroform oder Äther erweisen sie sich zum großen Teil als löslich. Es kann sich hierbei nicht um Kohle, sondern nur um fertige Kohlenwasserstoffe handeln, die etwa als oxydierte, eingedickte Ölsubstanzen anzusehen sind, wobei die Frage offen bleibt, ob dieselben authigen oder von fremder Herkunft sind. Für erstere Annahme spricht auf den ersten Blick die Pyritneubildung, die sich häufig nur an die dunklen Körner hält und in ihrer Erscheinungsform kleiner kugelige Gebilde die Annahme gelartiger Schwefelkiessubstanz nahe legt. Dieselben wären mit SANDER¹⁾ als Produkte des Reduktionsprozesses bei der Kohlenwasserstoffbildung anzusehen, und in diesem Fall müßte letztere als in situ vorgegangen betrachtet werden, wobei die reduzierenden Stoffe erst im Gestein frei wurden. Für eine primär mitsedimentierte Ursprungssubstanz jener Kohlenwasserstoffe, die der Erscheinungsform nach sapropelartig zu denken wäre, spricht die Beobachtung, daß gerade diese Asphaltsubstanz sich an gröberkörnige Lagen hält, besonders dort, wo mergelige und sandige Schichten sich im Sandstein einander ablösen. Die Sapropelstoffe würden in diesem Falle also klastische Bestandteile des Sandsteins gewesen sein und dann erst im Sediment zur Fäulnis gelangt sein unter Bildung von Kohlenwasserstoffen. In diesem Falle wäre allerdings ihre gleichmäßige Verteilung im kalzitischen Bindemittel des Sandsteins schwer verständlich und ihre Unabhängigkeit von einer gew. Feinschichtung, die in der lagenhaften Orientierung der Glimmer angedeutet ist. Eine bessere Erklärung für diese asphaltischen Substanzen aber scheint mir in der Annahme sekundärer schwacher Ölimprägnierung zu liegen, wie das Vorkommen von asphaltigem Öl in Kalkspatklüften des Sandsteins bei 330 m Tiefe andeutet. Die Pyritbildung wäre in diesem Falle gleichfalls durch Reduktionswirkung der organischen Stoffe auf vorhandene Eisenverbindungen zu erklären, wobei bemerkenswert ist, daß die Biotitglimmer zum großen Teil ihren Eisengehalt abgegeben haben, was in diesen Tiefen durch die Einwirkung oxydierender Oberflächenwässer kaum denkbar erscheint. Asphaltische Rückstände finden sich gleicherweise im Flyschkieselkalk, der,

¹⁾ B. SANDER „Über bituminöse und kohlige Gesteine.“ Mitt. Geol. Ges. Wien, XV. 1923.
Geognostische Jahreshefte. XI. Jahrgang.

wie FINK¹⁾ nachwies, Andeutungen authigener Ölbildung enthalten soll. — Im Gegensatz zu der körnig auftretenden asphaltischen Substanz findet sich das eigentliche Bitumen strähnen- oder stäbchenförmig in der Schichtebene und häufig in den glimmerreichen Partien. Es bildet dann oft feine Bitumlagen, deren dunkle Färbung sich schon äußerlich vom Sandstein abhebt und Ursache zur Herausbildung merkwürdiger Texturbilder gibt, die bei oberflächlicher Betrachtung wohl als „Kleinfaltung“ genommen werden mögen (Taf. II Fig. 4). Am Bohrkern wird diese Erscheinung bei 495,70 m besonders augenfällig und tritt auch an anderen Stellen immer wieder auf. Bemerkenswert hieran ist das unregelmäßige Auf- und Absteigen der bitumenreichen Lagen, die bald lang ausgezogen, bald stark verkürzt und in sich gestaucht sind, sowie das Einwickeln zu kreisförmigen Gebilden, die sich aus vielfachen Bitumenringen aufbauen und an Bilder rhythmischer Eisenhydratfällungen erinnern. Offensichtlich stehen diese Gebilde in gar keinem Zusammenhang mit der tektonischen Durchbewegung des Gesteines. Verwerfungen und Schichtflächen durchkreuzen sie und die Anordnung ist regellos, wie durch gelegentlich und örtlich wirkende Druckkräfte ausgelöst. Auch finden sich an den Grenzflächen der Bitumlagen zum Sandstein nicht die geringsten Anzeichen von Streckung oder Zerrung der Schichten. Im mikroskopischen Bilde folgt das Bitumen strähnenförmig, ohne Anzeichen gerichteten Druckes, den Schichtflächen. Die Deformationsbilder treten gern im feinkörnigen Sandstein auf, der reich an Bitumenlagen ist, so daß das Auftreten jener geradezu durch die Gesteinsbeschaffenheit, durch den Wechsel feinsandiger und bituminöser Lagen bedingt erscheint. Wie Fig. 4 zeigt, handelt es sich um ein ganz einfaches Deformationsbild, das einem allmählich sich auswirkenden Überlastungsdruck, vielleicht sogar nur einem Setzvorgang im unverfestigten Sediment seine Entstehung verdankt. Man könnte es mit F. HAHN²⁾ in jene erste Gruppe sedimentärer Texturen (deren Ursprung in einer Ausgleichsbewegung in dem sich verfestigenden Sediment zu suchen ist) einordnen, die in der Eigenart des Sedimentationsortes und der Sedimentationsart begründet sind. Als „submarine Solifluktion“ (ARN. HEIM³⁾) kann diese Erscheinung nicht gedeutet werden, denn dazu müßten die gegen jeglichen Druck äußerst empfindlichen Bitumenlagen stärker gerichtet sein, sondern eher als „submarines Fliesen“ oder „Gleiten“ in dem noch plastischen Sediment. Die Vorstellung eines litoralen, dem Wattenmeer bereits zugehörigen Bildungsbereiches des beschriebenen Flyschgesteines ermöglicht es, diesen Vorgang als durch Sogströme oder durch jahreszeitlichen Wechsel terrigener Materialzufuhr bedingt anzusehen, welche Umlagerungserscheinungen in dem Sediment bewirken, wie sie für das Wirkungsgebiet von Ebbe und Flut bezeichnend sind. Gerade die Region der schlickigen Küstenabsätze mag reich an verschiedenen Bildern jener Art sein, da hier die Schlickbestandteile, besonders in sandigen Ablagerungen, zu großen Differenzen des spez. Gewichtes und der Druckfestigkeit, also zu erhöhter Beweglichkeit der Teilchen Veranlassung geben. Ich habe in der über diesen Gegenstand vorliegenden Literatur keine Abbildung solcher Fließerscheinungen finden können, die mit diesem sedimentären Deformationsbild aus dem Tegernseer Flysch

¹⁾ W. FINK „Zur Flysch-Petroleumfrage in Bayern.“ Z. f. pr. Geologie, 1905. p. 330, sowie S. 8 Anm. ¹⁾ p. 97.

²⁾ F. F. HAHN „Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls (N.-Amerika) und ihr Verhältnis zu ähnlichen Störungsbildern.“ N. J. f. Min. etc. B.-Bd. 36 p. 24 ff., p. 29.

³⁾ ARN. HEIM „Recente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung.“ N. J. f. Min. etc. 1908, II. p. 136.

übereinstimmen würde, auch in den reichhaltigen Darstellungen von O. M. REIS¹⁾ nicht. Aus dem bayerischen Flysch sind mir gleichfalls keine Angaben über das Vorkommen solcher Texturen bekannt. Herrn Oberbergdirektor Dr. O. M. REIS verdanke ich die freundliche Überlassung eines Handstücks aus dem Flyschsandstein des Schlierseegebietes, das die ellipsenförmige Einwicklung einer Sandsteinschicht zeigt, die im Dünnschliffbilde gleichfalls die dünnen Bitumenlagen erkennen läßt, die der Schichtfläche folgen. Auch fand sich in der Sammlung des Oberbergamtes ein Kieselkalk, der durch ähnliche Texturen ausgezeichnet ist, was beweist, daß diese sedimentären Deformationsbilder im Flysch keine Seltenheit sind.

Die dünnen Bitumenlagen im Sandstein setzen sich, wie erwähnt, aus Strähnen einer gelblichbraunen Substanz zusammen, die schwach optisch aktiv und teilweise in Chloroform und Äther löslich ist, unter Hinterlassung eines gelbgefärbten wachsigem Rückstandes. Sie ist auch von Pyritfragment begleitet. Eine gewisse Mobilität des Bitumens gibt sich in der Anordnung von geschlossenen, wellig gebogenen Lagen zu erkennen, die immer in der Schicht- und Schieferungsebene liegen. Vereinzelt erscheinen auch kohlige Partikel, so daß man die von B. SANDER geforderten Begleitmineralien eines primär-authigenen Bitumens, Pyrit und Kohle, auch hier bestätigen kann.

Das Bindemittel ist kalkig, in den oberen Schichten des Bohrprofils weniger als in den tieferen Lagen. Aus dem mir vorliegenden Schliffmaterial ergibt sich eine nicht unbeträchtliche Beteiligung an Mergelgeröllen im Sandstein, die zum Teil in Form von bituminösen Schiefen vorliegen, was auf einen Aufbereitungsvorgang in der Flysch-Uferregion hinzudeuten scheint. Diese Mergelgerölle zeigen vielfach sehr unregelmäßige Umrisse und gehen randlich in die grob- bis feinkristalline kalzitische Interstitienfüllung über, wobei ihre ursprüngliche Struktur völlig zerstört wird. Es kann diese Erscheinung nur mit einer Zersetzung der Mergelsubstanz erklärt werden, wobei eine Abwanderung des Karbonates stattfand, die zur Bildung des Karbonatbindemittels beitrug. Es erscheint aber kaum statthaft, den Karbonatgehalt des Sandsteins allein von jenem Vorgang abzuleiten, sondern man wird, bei dem verschwindend geringen Gehalt desselben an tierischen Kalkgehäusen, auch an eine chemische Kalkausfällung denken müssen. Authigene Kieselsäureneubildungen finden sich hier und da im Bindemittel in Form von Quarz und quarzartigen Faseraggregaten. Ihr Auftreten ist also nicht etwa auf die Sandsteine der Flyschkieselkalkgruppe beschränkt.

Die bituminösen Mergelschiefer des Bohrprofils gaben im Hinblick auf ihre Mächtigkeit und wegen der aus ihnen austretenden Ölsuren Anlaß zu eingehender Untersuchung. Schon GÜMBEL²⁾ weist auf ihren Bitumengehalt hin und FINK erwähnt sie, wie bereits gesagt, aus dem Steinbruch Frais. Es sind schwarzgraue dünnstieferige Mergel, oft mit sandiger Beimengung und bis zu 6% Bitumengehalt. In den sandigen Lagen kommt heller Glimmer vor, Kalkspatklüfte kleinsten Ausmaßes sind darin nichts seltenes. Durch Kleinfaltung und an Störungsstellen bilden sich schwarze oder grauglänzende glatte Lettenüberzüge in ihnen, an denen die Wanderung des Bitumens deutlich wird. Die dichte Mergelsubstanz erweist sich durch feinste, bräunlich-schwarze Bitumenteilchen braun gefärbt (Taf. I Fig. 1 u. 2). Das Bitumen findet sich flockig-maschig, strähnen- oder stäbchenförmig in der

¹⁾ O. M. REIS „Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen unteren und mittleren Trias.“ Geogn. Jahresh. 22. Jahrg. München 1909.

²⁾ C. W. v. GÜMBEL „Geologie von Bayern.“ I. p. 910.

Schichtebene oder — wie in Fig. 1 dargestellt — in Form spitzauskeilender, flacher Linsen, seltener körnerartig. In den rein mergeligen Partien ist es in allerfeinster Verteilung vorhanden mit gelben, optisch aktiven tropfenartigen Körpern, die wohl als freie Ölsubstanz anzusprechen sind, daneben wieder rundliche Pyritkörner. Kohlige Partikel fanden sich nur in den gröbereren Lagen, in denen das strähnenförmige Bitumen vorherrscht (Fig. 2), das sich um klastische Gemengteile oder um größere Gerölle herumlegt, um dann wieder in die Schichtebene einzubiegen. Vereinzelt häuft sich das Bitumen zu kugeligen Körpern, die sich perlschnurartig aneinanderreihen. Anzeichen organischer Struktur fehlen im Bitumen völlig und Foraminiferenreste kamen nur in den reinen Mergelschiefen zur Beobachtung. Das Bitumen verhält sich gegenüber Äther und Chloroform weniger angreifbar als die asphaltische Substanz des Sandsteins, im Glühröhr läßt es sich größtenteils verflüchtigen. Seine chemische Zusammensetzung geht aus der Analyse jenes schaumigen Bitumschmandes hervor, der während des Bohrens sich im Spülbassin ansammelte und Anlaß zu bedeutenden Ölspuren gab. Die Analyse wurde durch freundliche Vermittlung von Herrn Dr. O. SCHLAGINTWEIT im Laboratorium der „Deutschen Petroleum“ A.-G., Berlin, angefertigt. Die Ergebnisse dieser Untersuchung sind, laut Laboratoriumsbericht, die folgenden:

„Braunkohlenartiger, bituminöser Schiefer.“

„1. Der Gesamtextrakt mit Benzol von 5,96% (nach 24 Stunden) hat salbenartige Konsistenz und ist von hellbrauner Farbe. Die weitere Extraktion (ca. 4 Tage) ergab noch 0,06% Extrakt, der jedoch einen asphalt- bzw. harzartigen Charakter hat und von braunschwarzer Farbe ist. Die Extraktion war nicht völlig erschöpfend.

2. Die Schwelanalyse (n. GRAEFE) ergab: 75,8% Koks, 11,1% Teer, 9,7% Wasser, 3,4% Gas und Verlust, Summa: 100,0%.

Die annähernd bestimmten Eigenschaften des Teers sind: spez. Gew. (15°) 1,025, Stockpunkt ca. 20°. Die Art der Erstarrung bei Feststellung des Stockpunktes deutet auf die Anwesenheit von Paraffin hin.“

Wie noch einmal betont sei, handelt es sich nicht um eine Analyse des Schiefers, sondern nur um die ausgeschlammten Bitumanteile desselben.

Die Strukturbilder des bituminösen Schiefers erinnern an die von B. SANDER (l. c.) auf Taf. I, Fig. 1 u. 7, Taf. III, Fig. 17 und Taf. IV, Fig. 1 dargestellten Bilder von fossilen tonigen Sapropeliten aus dem Hauptdolomit, dem Häringener Tertiär und dem alpinen Lias von Bächental. Das schichtige Verhalten des Bitumens im Kleingefüge und die Begleitminerale Pyrit und Kohle sprechen auch bei diesem Flyschgestein für authigene Bitumenbildung. Es kann sich hierbei nur um ein marines oder lakustres Faulschlammgestein handeln (foraminiferenhaltige Kalkzwischenlagen), das im Küstenbereich aus schlickdurchsetztem, kalkigen Tonschlamm unter geringer Bewegung des sedimentierenden Mediums entstand. Die stoffliche Ursprungssubstanz für das Bitumen könnte pflanzliches Triftmaterial sein oder Plankton, das nach R. POTONIÉ¹⁾ keine Strukturreste fossil hinterläßt und großen Anteil an der Bildung solcher Absätze nimmt. Die Wattenmeerregion unserer heutigen Epikontinentalmeere mit ihrem Gezeitenrhythmus und dem Kampf des Meeres mit Wattenschlick und Küstentorf ergibt wohl ähnliche Sedimentationsbilder, ähnliche sandige Schlickabsätze und Sapropeltonen, wie wir sie hier in Form der Flyschmergel vor uns

¹⁾ R. POTONIÉ „Einführung in die allgemeine Kohlenpetrographie.“ Berlin 1924.

haben.¹⁾ Das Fehlen von Lumaschellbildungen darf hier nicht Anstoß nehmen, nachdem das Flyschmeer so organismenfeindlich und so ungastlich für ein wohl entwickeltes Tierleben war.

Mit der Abnahme des Bitumengehaltes geht die dunkle Färbung der Schiefer in eine hellere von grauer Tönung über. Grünliche oder schwach rötliche Schiefer, die wohl als reine Tonschiefer anzusprechen sind, erscheinen im Bohrprofil von 257 m ab, zwischen 300 und 400 m und besonders deutlich im Bohrkern, wo sie 2 cm bis mehrere Meter mächtig sind. Im Gegensatz zu den bituminösen Schiefen enthalten die grauen, grünen und rötlichen Tonschiefer Foraminiferen in oft reichlicher Zahl. Auch finden sich in ihnen merkwürdig eckig umrissene, randlich bituminierte Kalzitindividuen, die an Panzerreste von kleinen Crustaceen erinnern.²⁾ Gerade durch die Bitumarmut dieser Schiefer wird offensichtlich angedeutet, daß die Bituminierung nicht an das Vorhandensein einer Mikrofauna gebunden ist, sondern eher mit planktonischen Organismen oder mit Algenzusammenschwemmungen in Verbindung steht.

Kiesalkartige Gesteine fanden sich bei 167 m und später bei 421,50 und von 455 m an aufwärts in verstärktem Maße. Es sind dies keine echten Kieselkalken, sondern durch den reichlichen Gehalt an Glimmer, durch überwiegendes Kalkbindemittel sowie durch fehlenden oder spärlichen Glaukonitgehalt deutlich von jenen unterschieden. Es handelt sich wohl nur um Abarten des Sandsteins oder vielleicht um Übergangsgesteine zu echten Kieselkalken. Kieselsäureneubildungen sind darin reicher als im Sandstein, es sind feinste aggregatpolarisierende Calcedon- und Opalkörper.

E. Zusammenfassung der praktischen und wissenschaftlichen Ergebnisse.

Für die Erdölfrage im bayerischen Flysch hat die Bohrung Holz insofern neue Beiträge geliefert, als auch die Flyschsandsteine nicht frei von Ölanzeichen sind, deren Ölfreiheit gegenüber den Kieselkalken bisher betont wurde, die als alleiniger Ölträger des Flysches galten. In der Sandsteinschichtfolge konnten mächtige Einlagerungen von bituminösen Schiefen nachgewiesen werden, deren Bitumengehalt zwar eine technische Verwendung nicht gestattet, wohl aber einen Bituminierungsvorgang verrät, der primär-athigen ist und auf Fäulnis von küstennahen Faulschlammabsätzen im Flyschmeer zurückgeführt werden muß. Zur nennenswerten Ölsammlung ist es hierbei anscheinend nicht gekommen, obwohl Spuren freier Öle nachgewiesen sind. Auch die Sandsteine sind nicht frei von Öl- und Bitumenspuren, die aber eine andere und zweite Bildungsart von Kohlenwasserstoffen vermuten lassen. Dieselben finden sich hierin imprägnationsartig und sind zum Teil in Form braunschwarzer asphaltartiger Substanzen an Kalkspatklüfte gebunden, in denen sie zu zirkulieren vermochten. Ihr gemeinsames Auftreten mit alkalisch-salinischem Jodwasser spricht für das Vorhandensein von Erdölprodukten, ähnlich wie die früheren Bohrungen von Wiessee einen Zusammenhang von Öl- und Jodwasser erkennen lassen. Die Frage nach der Herkunft jener sekundären Ölsubstanzen konnte durch die Bohrergebnisse nicht beantwortet werden, da die Unterlage des Flysches, aus der das Tegernseer Erdöl herzustammen scheint, bis zur Endteufe von 523 m

¹⁾ Siehe R. RICHTER „Eine geologische Exkursion in das Wattenmeer.“ „Natur und Museum.“ 56. Ber. d. Senckenb. Naturf. Ges.

²⁾ Siehe POTONÉ p. 14 Abb. 2.

nicht erbohrt wurde. Das Auftreten von Jodwasser in 453 m Tiefe bezeugt, daß dasselbe nicht nur an die Nähe der Überschiebungsfläche Flysch-Helvetikum gebunden ist, sondern an Spalten, welche den Flysch unabhängig von jener durchsetzen. Ob die stark verwässerten Salzwässer sowohl wie die genannten Ölspurens als Ausläufer von in tieferer tektonischer Einheit gelegenen Erdölansammlungen betrachtet werden müssen, entzieht sich vorläufig jeder exakten Berechnung. Mit einer größeren Tiefenlage von etwa neu zu erhoffenden Ölfunden sollte in jedem Falle gerechnet werden.

Aus den geologischen Feldaufnahmen in der näheren Umgebung des Bohrpunktes ergibt sich eine größere Differenziertheit im Aufbau der nördlichen Sandsteinzone, stratigraphisch wie tektonisch. Die größere Beteiligung von Mergelschiefen und kieselkalkartigen Gesteinen spricht für häufige Unterbrechung der Sandsteinsedimentation, deren Flachseecharakter durch die Einlagerungen bituminöser Schiefer erneute Bestätigung erfährt, da dieselben als Wattenmeerabsätze zu deuten sind. Aufbereitungsvorgänge von Flyschgesteinen finden sich angedeutet in den Mergelgeröllen des Sandsteins und in dem Vorkommen von Bitumschieferbrocken in den sandigen Lagen der Mergelschiefer. Zur Altersfrage der Sandsteingruppe gegenüber der der Kieselkalke konnte aus diesem Gebiete infolge der starken tektonischen Durchbewegung kein neuer Beitrag geliefert werden. Da alle Kieselkalkeinheiten und gleicherweise die helvetischen Gesteine rein tektonische Kontakte mit dem Sandstein aufweisen, die Kleinfaltung sich aufs deutlichste in den Aufschlüssen über Tage und im Bohrkern bemerkbar macht, kann hier von einer Großfaltung der Sandsteingruppe am Flyschstirnrand nicht gut gesprochen werden.¹⁾ Im Gegenteil bewirkten das faltungshemmende Widerlager im Norden des Flysches und die durch größere petrographische Unterschiede erhöhte Mobilität der Sandsteingruppe einen komplizierten tektonischen Bau, der auch durch W—O-Störungen bezeichnet ist. Das auch in geologischer Hinsicht letzten Endes negative Ergebnis der Bohrung, nämlich das Nichtantreffen der Überschiebungsfläche zwischen Flysch und Helvetikum in 523 m Tiefe, scheint für ein steileres Einfallen derselben nach Süden bzw. für eine engere Faltung zu sprechen.

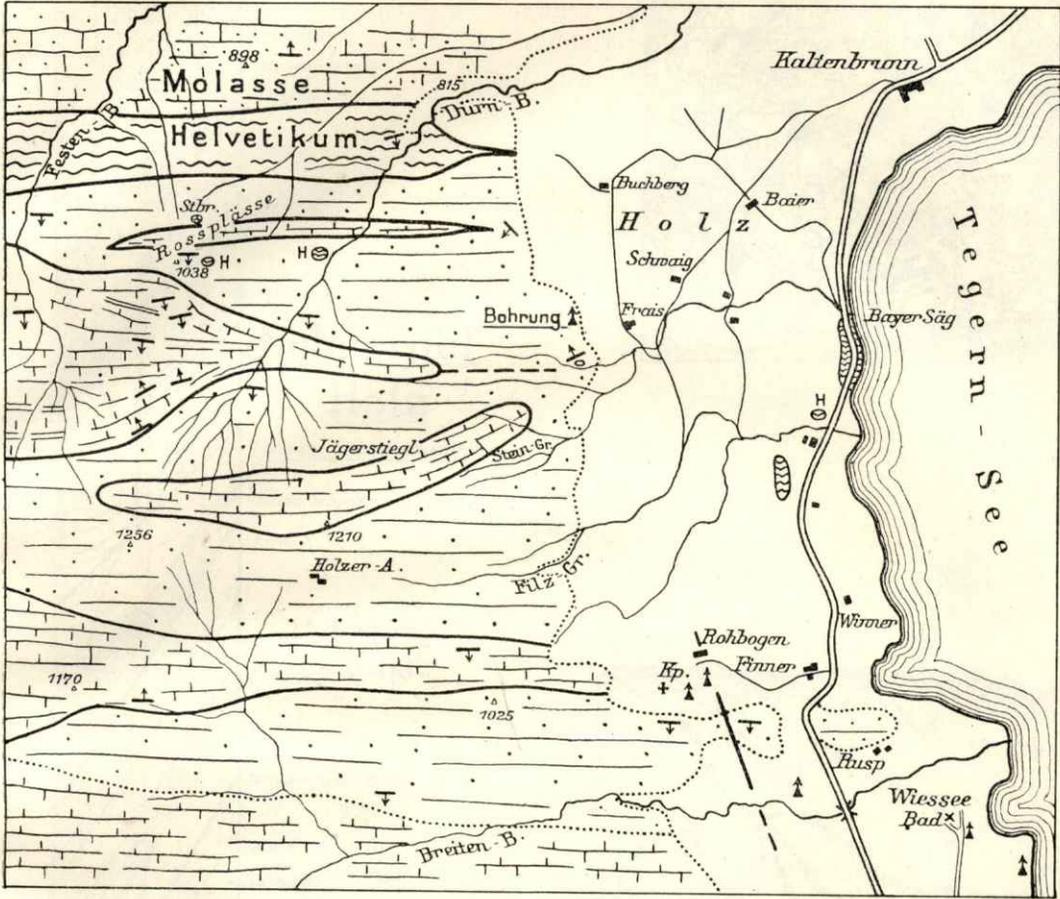
Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
A. Einleitung	7—9
B. Die Bohrstelle und der geologische Aufbau ihrer Umgebung	9—12
C. Das Bohrprofil	12—16
D. Die Gesteine des Bohrprofils	16—21
E. Zusammenfassung der praktischen und wissenschaftlichen Ergebnisse	21—22

¹⁾ K. BODEN „Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet.“ Centralbl. f. Min. etc. 1922 p. 375.

Geologische Kartenskizze v.d.Umgebung der Bohrstelle.

(Nach ergänzten Aufnahmen von Dr. Fink u. Prof. Boden.)



· · · · · Sandstein - Flysch - Kieselkalk
 | | | | |
 H helvetische Kreide im Flysch
 ▲ Tiefbohrung auf Erdöl .

Maßstab 1 : 30 000.

Fig. 1.

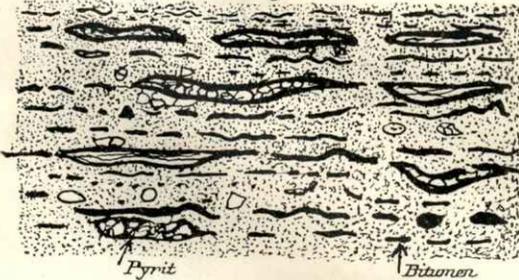


Fig. 2.

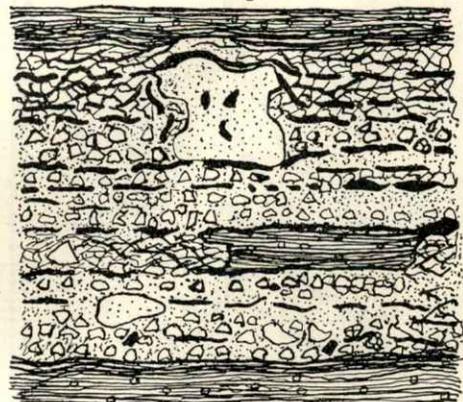


Fig. 5.

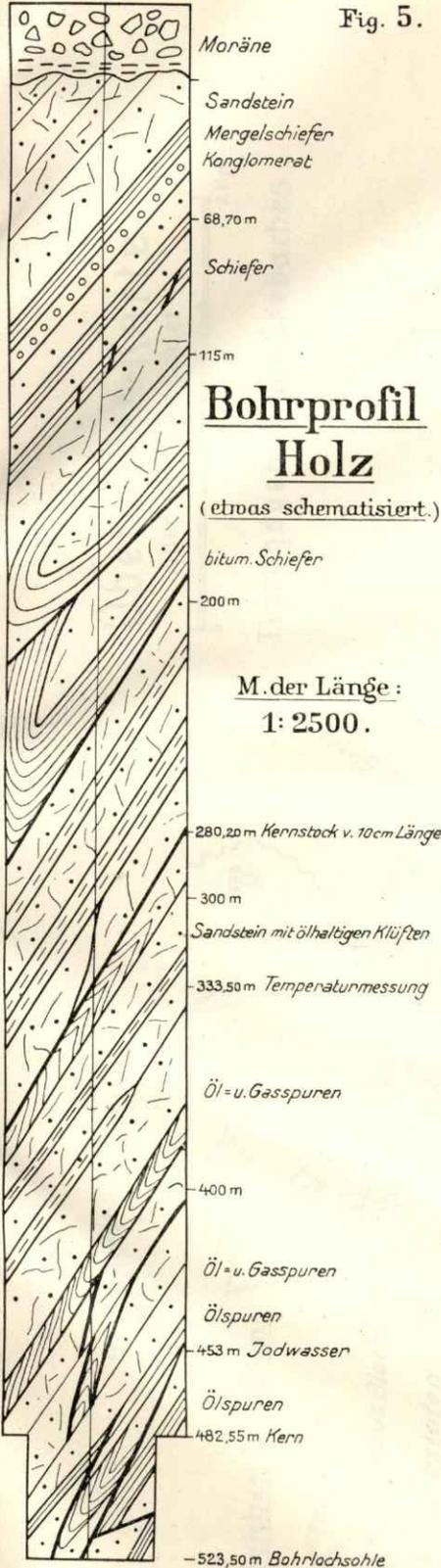


Fig. 3.

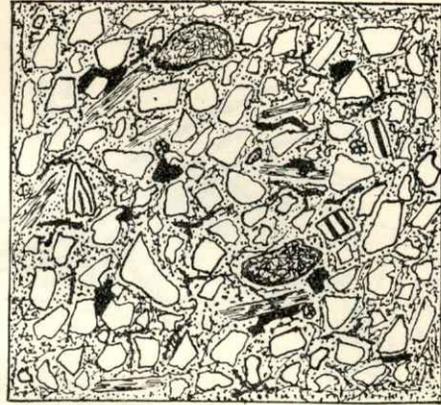
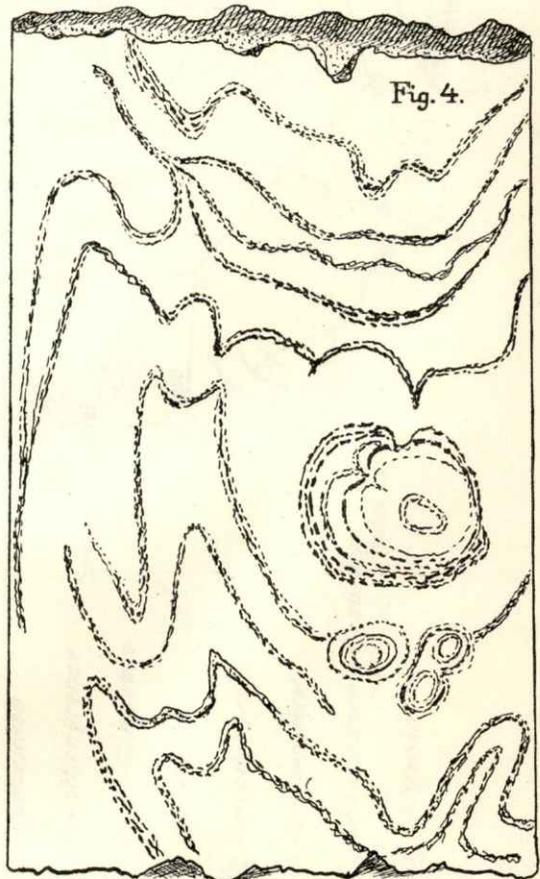


Fig. 4.



Drei Bohrprofile und ein Schachtprofil aus dem Steinkohlengebirge der Rheinpfalz (einschl. Saarpfalz) samt einer Übersicht sämtlicher Bohrungen auf Steinkohle in der Rheinpfalz und Quellenverzeichnis.

Von

Bergingenieur Dr. Drumm,

Neunkirchen-Saar.

Es werden im nachfolgenden drei Bohrungen, die im pfälzischen Steinkohlengebirge ausgeführt wurden, erläutert und ihre Profile angeführt. Es handelt sich um die unveröffentlichten, sowohl in stratigraphischer als auch tektonischer Hinsicht sehr interessanten Profile der Bohrungen: Lautzkirchen, Brücken und Theisbergstegen.

1. Die Bohrung bei Lautzkirchen.

Die Bohrung wurde von der Internationalen Bohrgesellschaft in Straßburg im Auftrage eines Gewerkes der Grube Cons. Nordfeld, des Kommerzienrates GRIMBERG in Bochum, behufs Mutung auf Steinkohle in der Zeit vom 30. Mai bis 21. November 1900 ausgeführt.

Die Bohrstelle befindet sich auf der Alluvialfläche des Bliestales an der Bahnlinie zwischen Lautzkirchen und Blieskastel. Die Bohrung ist von allen im Saarbecken südlich des Pfalz-Saarbrücker-Lothringer Hauptsattels abgestoßenen Bohrungen am weitesten nach Süden vorgeschoben. Sie ist ca. 15 km von der Sattel-furche entfernt. Zwecks Kenntnis der Fortsetzung des Steinkohlengebirges südlich der großen südlichen Hauptstörung des Saarreviers unter der Buntsandsteindecke sind ihre Ergebnisse von großem wissenschaftlichen und praktischen Werte. Nach eifrigen Nachforschungen ist es mir gelungen, das Profil dieser Bohrung, über die bereits viele Vermutungen ausgesprochen wurden, zu erhalten.

Die Bohrung steht bis zu einer bedeutenden Tiefe im Mittleren oder Haupt-Buntsandstein (Unterer Buntsandstein fehlt im Saarbecken). Seine Basis habe ich bei 406 m angenommen, da etwas tiefer rote Tone und rote bis grünlichgraue Schiefertone vermerkt sind, die eine andere Formation bezeichnen. Da die Basis des Oberen Buntsandsteines mit der Bliestalsole abschneidet, kann man die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteines zu rund 400 m annehmen, ein Wert, den auch

MEYER¹⁾ und VAN WERWEKE²⁾ aus der etwas südwestlich gelegenen Umgebung von St. Ingbert und Dudweiler angeben.

In den Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken³⁾ ist mitgeteilt, daß zwischen 770 und 778 m Teufe Mandelstein im Dache eines Melaphyrs und bei 804 m unter Schieferton und Konglomeratlagen wahrscheinlich ein zweites Melaphyrlager angeschnitten worden sei. Man glaubte, daß es sich um Oberrotliegendes und Grenzmelaphyr handelt.

In dem nachfolgenden Profil sind bei dem von 770.50—800.00 m reichenden, 29.50 m mächtigen Koblenschiefer Diabas und Porphyry (in Klammer gesetzt) erwähnt; jegliche nähere Angaben über Ausbildung, Mächtigkeit u.s.w. fehlen. Es ist anzunehmen, daß es sich entweder um eruptive Gemengteile oder um kleinere magmatische Intrusionen handelt.

Ob es sich bei den im Bohrloch unter der Buntsandsteindecke angetroffenen Schichten um flözleere Ottweiler Schichten handelt, ist nicht bestimmt zu sagen; man teilt heute das in allen südlich der Sattelfirste gelegenen älteren Bohrungen unter dem Buntsandstein angetroffene rötliche Gebirge nicht mehr dem Rotliegenden, sondern den Ottweiler Schichten zu. Ob das in vorliegendem Falle richtig ist, läßt sich mangels geeigneter Horizontierungsmerkmale der durchteuften Schichten nicht mit Sicherheit angeben.

Die Bohrung Lautzkirchen kann vor allem unsere Kenntnis des unter dem Buntsandstein anstehenden Gebirges fördern. LEPPLA⁴⁾ schreibt: „Darüber, daß die flözreichen Saarbrücker Schichten in der Tiefe südlich der großen Hauptstörung vorhanden sind, scheint ein Zweifel nicht erlaubt. Aber es ist nicht sicher und in mancher Beziehung unwahrscheinlich, daß die Saarbrücker Schichten querschlägig nach SO. noch lange anhalten.“ Wenn auch die Bohrung kein produktives Karbon erschlossen hat, so sprechen doch alle Anzeichen dafür, daß unter dem Buntsandstein kein Rotliegendes, zum mindesten kein Oberrotliegendes, ansteht, sondern daß es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um Ottweiler Schichten handelt. Es ist bedauerlich, daß ich das flözarme Karbon, das auf die tieferliegende flözreiche Abteilung (Saarbrücker Schichten) schließen lassen würde, mangels bestimmter Kennzeichen (Flora, Fauna u.s.w.) nicht mit aller Bestimmtheit unter dem Buntsandstein annehmen, sondern nur vermuten kann; so viel kann ich jedoch behaupten, daß es nicht im Bereiche der Unmöglichkeit liegt, südlich der großen Hauptstörung des Saarreviers Kohlenflöze durch Tiefbohrung zu erschließen.⁵⁾

Es würde hier zu weit führen, alle in Frage kommenden Momente und Hypothesen für ein eventuelles Vorkommen der Saarbrücker Schichten in erreichbarer Teufe unter dem Buntsandstein südlich der Hauptstörung anzuführen. Die große Frage ist nur die: „Heben sich die Ottweiler und Saarbrücker Schichten südlich der Hauptstörung wieder heraus?“

¹⁾ MEYER: Über die Lagerungsverhältnisse der Trias am Südrande des Saarbrücker Steinkohlengebirges. Mitt. der Komm. f. d. geolog. Landesuntersuchung Elsaß-Lothringens. 1886, Heft 1, S. 1—15.

²⁾ VAN WERWEKE: Erläuterungen zum Blatt Saarbrücken der geol.-tektonischen Übersichtskarte von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1906.

³⁾ München 1903. S. 66.

⁴⁾ LEPPLA: Über die Ausdehnung des Karbons im Süden des rheinischen Schiefergebirges. Bericht über den 9. allgem. deutschen Bergmannstag z. St. Johann-Saarbrücken vom 7.—10. Sept. 1904. Springer. Berlin 1905. S. 57.

⁵⁾ DURNERIN: De l'allure de la faille du sud du bassin de la Sarre. Revue de l'Ind. minérale. Nr. 5. S. 29—32. 1921.

Das Bohrprofil ist folgendes:

Fettgedruckt = Formation; gewöhnliche Ziffern = Teufe von m bis m; Ziffern in Klammern = Mächtigkeit in m; Beschriftung = Durchbohrte Schichten.

Buntsandstein: 0.00—0.40 (0.40) Muttererde. — 0.40—4.50 (4.10) Grober, roter Sand. — 4.50—6.50 (2.00) Grober Kies. — 6.50—24.00 (17.50) Fester, roter, grober Sandstein — 24.00—28.00 (4.00) Gelber, grober Sandstein. — 28.00—32.50 (4.50) Fester, roter, grober Sandstein. — 32.50—35.50 (3.00) Fester, gelber Sandstein. — 35.50—77.20 (41.70) Fester, roter Sandstein. — 77.20—86.00 (8.80) Fester, lichtroter Sandstein. — 86.00—88.00 (2.00) Weicher, milder Sandstein. — 88.00 bis 173.00 (85.00) Fester, roter Sandstein. — 173.00—174.50 (1.50) Roter Lehm. — 174.50—336.00 (161.50) Harter, roter Sandstein. — 336.00—337.00 (1.00) Weicher, roter Sandstein. — 337.00 bis 338.50 (1.50) Fester, roter Sandstein. — 338.50—339.00 (0.50) Weicher, roter Sandstein. — 339.00—406.00 (67.00) Fester, roter Sandstein.

Eventuell Mittlere Ottweiler Schichten (Obere flözarme Abteilung des Saarbrücker Karbons): 406.00—436.60 (30.60) Roter Ton. — 436.60—437.00 (0.40) Roter bis grünblauer Schieferthon. — 437.00—453.00 (16.00) Roter Ton. — 453.00—524.00 (81.00) Roter und grünblauer Schieferthon abwechselnd mit grobem roten Sandstein. — 524.00—541.00 (7.00) Grober, roter Sandstein mit Konglomeraten. — 541.00—544.00 (3.00) Grober, roter Sandstein. — 544.00—660.00 (116.00) Grober, roter Sandstein mit Konglomeraten. — 660.00—768.00 (108.00) Roter Sandstein, abwechselnd rote Schieferletten und Konglomerate. — 768.00—770.50 (2.50) Blauer und grüner Schiefer mit Konglomeraten. — 770.50—800.00 (29.50) Kohlschiefer (Diabas, Porphyry); bei 803 m eine 10 cm starke blaue Schieferschicht. — 800.00—807.00 (7.00) Bläulich-rote, sandige Schiefer. — 807.00—811.00 (4.00) Roter, grüner Schiefer. — 811.00—813.00 (2.00) Grober, konglomeratischer Sandstein. — 813.00—814.00 (1.00) Konglomerat. — 814.00—814.80 (0.80) Grüner und roter Schiefer. — 814.80—819.80 (5.00) Sehr grobes Konglomerat. — 819.80 bis 821.20 (1.40) Roter Sandstein mit Schiefer. — 821.20—821.50 (0.30) Roter und grüner Schiefer. — 821.50—823.20 (1.70) Sandiger, bläulicher Schiefer. — 823.20—824.50 (1.30) Roter Schiefer. — 824.50—829.00 (4.50) Konglomeratischer Sandstein. — 829.00—840.32 (10.32) Dunkelroter, sandiger Schiefer.

2. Die Bohrung bei Brücken.

Die Bohrstelle liegt ca. 4 km in östlicher Richtung von der früher abgestoßenen Bohrung Dittweiler¹⁾ auf der rechten Seite des Ohmbachtales, in der Mitte zwischen Brücken und Sand, genau in der zweiten Krümmung des Ohmbaches unterhalb Brücken, ca. 1650 m südwestlich der Kirche von Brücken, im Felde der Gewerkschaft Glangrube (Sitz Gries), in deren Auftrag die Bohrung von der Internationalen Bohrgesellschaft in der Zeit vom 8. April 1908 bis 1. November 1910 ausgeführt wurde. Die Höhe der Hängebank beträgt nach dem Meßtischblatt Glangmünchweiler + 240.00 m.

Die Bohrung steht zu weit im Hangenden, da man sich bereits im Unterrotliegenden befindet. Man hätte sie besser am südlichen Ausgang des Ortes Brücken, direkt beim Stollenmundloch der Grube Brücken, im Niveau des Breitenbacher Flözes, das man im Bohrloch erst bei 352.10 m erreichte, angesetzt; man mußte also bedeutend tiefer gehen, um in die produktive Abteilung des Saarbrücker Steinkohlengebirges zu gelangen als in der im Niveau genannten Flözes angesetzten Bohrung Dittweiler, wo man sie bei 1100 m noch nicht erreicht hatte.

Die nachfolgende Bohrtabelle läßt trotz ihrer dürftigen Angaben eine präzise Schichteneinteilung zu. Ich habe sie auf Grund der Gesteinsfärbung und anderer Kennzeichen vorgenommen. Von 352.10—352.25 m Teufe wurde das Breitenbacher Flöz, das einen guten und sicheren Leithorizont bietet, durchstoßen.

Wie oben bereits erwähnt ist, befindet sich der Ansatzpunkt der Bohrung

¹⁾ LEPLA: Das Bohrloch von Dittweiler am Höcherberg. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901. S. 417.

im Unterrotliegenden. Seine Gliederung ist von v. AMMON, REIS und BURKHARDT¹⁾ folgendermaßen durchgeführt:

Obere Kuseler Schichten	{	Hooper Stufe (350 m), Alsenzer Stufe (450 m), Odenbacher Stufe (250 m).
Untere Kuseler Schichten (Börsborner oder Königs- berger Sch.) 370—750 m	{	Wahnweger Stufe = obere rote Abteilung (200 m), Altenglaner Stufe = mittlere graue Abteilung mit dem Hauptkalklager (50—200 m). Remigiusberger Stufe = untere rote Abteilung (200—50 m).

Die Basis der Unteren Kuseler Schichten liegt im Bohrloch bei 347 m Teufe. Sie sind in hervorragender Weise von v. AMMON, REIS und BURKHARDT auf der Linie Remigiusberg—Kusel studiert worden. Von 347 m ab beginnt die flözarme Abteilung des Saarbrücker Karbons, die Ottweiler Schichten, mit den Oberen Ottweiler Schichten (= Breitenbacher Schichten nach v. GÜMBEL in der Pfalz), die durch ihre graue Färbung und das in ihnen eingeschlossene Breitenbacher Flöz als solche sichergestellt sind. Die von 135.00—347.00 m Teufe reichende, vorwiegend rötliche Partie habe ich der Remigiusberger Stufe zugeteilt. Die darunter liegenden Breitenbacher Schichten würden vielleicht noch an Mächtigkeit gewinnen, wenn der von 149.00—347.00 m reichende, 198 m mächtige Komplex, der im Profil als „grauer Sandstein mit roten Lettenschiefer“ bezeichnet ist, eingehender in seine einzelnen Schichtenlagen unterteilt wäre, d. h. wenn die grauen Sandsteinlagen und roten Lettenschiefer näher in ihrer Mächtigkeit bezeichnet wären.

Der von 44.00—135.00 m durchbohrte Schichtenkomplex mit der grauen und weißen Farbe und dem auffallend mächtigen, von 64.50—135.00 m reichenden Kalksteinkomplex, der dem sogen. Hauptkalkkomplex, -lager oder -zug der mittleren Abteilung der Unteren Kuseler Schichten entspricht, wurde der Altenglaner Stufe zugeteilt.

Die im Hangenden der Altenglaner Stufe noch anstehenden rötlichen Schichten gehören der Wahnweger Stufe an.

Der von 347.00—422.00 m reichende Schichtenkomplex ist, wie bereits erwähnt, durch seine graue Färbung, die zuweilen auch mit grünlichen Tönen wechselt, und den Einschluß des Breitenbacher Flözes als Obere Ottweiler oder Breitenbacher Schichten gekennzeichnet.

Von 422.00—1224.50 m Teufe folgt eine mächtige, konglomeratische Schichtenreihe, die durch ihre vorherrschend rote Färbung, hauptsächlich der zumeist sandigen Schiefer, auffällt. Sie bildet die durch ihre rote Färbung charakterisierten Mittleren Ottweiler, Höchener oder Potzberg-Schichten.

Den von 1224.50—1597 m, d. h. bis zum Bohrlochtiefsten verbleibenden Rest der durchbohrten Schichten habe ich auf Grund folgender Merkmale den Unteren Ottweiler Schichten zugeteilt:

1. Die Schichten besitzen durchaus graue Farbe, sowohl die Schiefer als auch Sandsteine.

2. Zurücktreten der Konglomerate.

3. Die Schiefer sind in größerer Mächtigkeit und Häufigkeit als in den Mittleren Ottweiler Schichten vorhanden und besitzen nicht mehr den sandigen Charakter.

¹⁾ Erläuterungen zu dem geol. Blatte Kusel. München 1910, S. 93 u. 94.

4. In dem von 1395.00 – 1403.50 m durchteuften Pflanzenschiefer ist im Gegensatz zu den pflanzenarmen, sandigen Schiefen der Mittleren Ottweiler Schichten ein reicher, 8.50 m mächtiger Pflanzenhorizont sichergestellt. Nähere Angaben über die Flora konnte ich mir nicht beschaffen.

Diese deutlichen Merkmale weisen, trotzdem das Vorhandensein des für die Unteren Ottweiler charakteristischen Leitfossils *Leaia Bantschiana* infolge der unterbliebenen wissenschaftlichen Untersuchung der Bohrkerne nicht sichergestellt ist, auf die Unteren Ottweiler Schichten hin.

Die Bohrung besitzt im Gegensatz zu ihrem geringen praktischen Erfolg einen großen wissenschaftlichen Wert, da sie störungsfrei ist und deshalb gestattet:

1. Eine genaue Berechnung der Mächtigkeit der Oberen Ottweiler Schichten, die bisher nur aus Aufschlüssen an der Tagesoberfläche durchgeführt werden konnte; vorliegende Bohrung ist die erste, die diese Stufe mit überlagerndem Rotliegenden durchsunken hat.

2. Eine genaue Berechnung der Abstände vom Breitenbacher Flöz bis zur oberen Grenze der Oberen Ottweiler Schichten einerseits und bis zur unteren Grenze andererseits.

3. Eine genaue Berechnung der Mächtigkeit der Mittleren Ottweiler Schichten.

4. Eine genaue Berechnung der Gesamtmächtigkeit der Ottweiler Stufe, ferner des Abstandes vom Breitenbacher Flöz bis zur Basis des Holzer Konglomerates (Grenze zwischen Ottweiler und Saarbrücker Schichten oder zwischen der flözarmen und der flözreichen Abteilung des Saarbrücker Steinkohlengebirges).

Der Einfallswinkel der Schichten ist in dem Profil der Internationalen Bohrergesellschaft nicht verzeichnet, es heißt nur in einer Notiz vom 11. April 1910: „Der Einfallswinkel ist mit einiger Sicherheit aus dem Schiefer und den Sandsteinkernen ohne weiteres feststellbar, im Konglomerat nicht. Die Richtung des Einfallens ist durch einen orientierten Kern nur sehr unsicher und sehr schwierig zu konstatieren.“ Ich konnte ca. 50–100 m nördlich der Bohrstelle in ausgehenden Schiefer- und Sandsteinbänken ein Einfallen von 30° nach Südosten abnehmen; das gleiche Einfallen dürfte auch für die Schichten im Bohrloch anzunehmen sein. Das an Tag von mir gemessene Einfallen fand seine Bestätigung durch einen bis vor kurzem von einem Privatmann in Brücken aufbewahrten Sandsteinkern aus der Teufe von 1593 m, der, wie mir versichert wurde, ein Einfallen der Schichten von 30–35° anzeigte.

Die Mächtigkeiten der einzelnen Gebirgsstufen verhalten sich unter Berücksichtigung eines Einfallswinkels von 30°, wie folgt:

	Bezeichnung der Stufe	Durchbohrt in der Teufe von m bis m	Mächtigkeit im Bohrloch gemessen m	Absolute Mächtigkeit m	Bemerkungen
Untere Kuseler Schichten	Wahnweger Stufe	0.00 – 44.00	—	—	Nicht ganz durchteuft
	Altenglaner Stufe	44.00 – 135.00	91.00	79.00	
	Remigiuser Stufe	135.00 – 347.00	212.00	182.00	
Ottweiler Schichten	Obere Ottweiler Stufe	347.00 – 422.00	75.00	65.00	Nicht ganz durchteuft
	Mittlere Ottweiler Stufe	422.00 – 1224.50	802.50	695.00	
	Untere Ottweiler Stufe	1224.50 – 1597.00	—	—	

Wenn man die Mächtigkeit der Wahnweger Stufe zu 200 m, wie sie in den Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken und Kusel angegeben wird, annimmt, so beträgt die Gesamtmächtigkeit der Unteren Kuseler Schichten rund 460 m.

Die Mächtigkeit der Oberen Ottweiler Stufe beträgt nach dem Aufschluß im Bohrloch 65 m; sie wird in den Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 93 und Blatt Kusel S. 77 zu 100—125 m, für die Umgebung des Königsberges nur zu 70 bis 75 m¹⁾, in den Erläuterungen zu Blatt St. Wendel²⁾ zu 100 m und in den Erläuterungen zu Blatt Ottweiler³⁾ nur mehr zu 60 m angegeben. Die genannten Zahlen stammen aus Aufschlüssen an der Tagesoberfläche.

Die Mächtigkeit der Mittleren Ottweiler Stufe beträgt rund 700 m, ist also geringer als im Bohrloch Dittweiler, wo LEPPLA ihre annähernde Mächtigkeit zu 900—950 m angegeben hat. In genanntem Aufschluß lagen ihre obere und untere Grenze nicht genau fest, ferner sind im Bohrloch erhebliche Störungen bei 438, 588.70, 706 und 784.20 m, die die Mächtigkeitsberechnung stark beeinflussen, aufgeschlossen. Im Bohrbericht der Bohrung Dittweiler heißt es: „Bei 438 m wurde eine Kluft angefahren,“ und weiter bei 588 m: „Die Kluft von 438 m ist immer noch bemerkbar.“ Wir sehen, daß wir es hier mit erheblichen Dislokationen zu tun haben. In den Erläuterungen zu Blatt St. Wendel gibt LEPPLA die Mächtigkeit der Mittleren Ottweiler Schichten zu 700—800 m an und REIS⁴⁾ nennt für die Potzberg-egend eine solche von 900 m.

Von den Unteren Ottweiler Schichten wurden noch 318 m, in wahrer Mächtigkeit gemessen, durchbohrt. Wir müssen unbedingt annehmen, daß die Bohrung unmittelbar im Hangenden der Saarbrücker Schichten, der produktiven Abteilung, stehen geblieben ist; sie ist also tiefer eingedrungen als die Bohrung Dittweiler, wo man von der Endteufe bei 1100 m bis zu den genannten Schichten immerhin noch 100 m rechnen kann. v. AMMON⁵⁾ gibt die Mächtigkeit der Unteren Ottweiler Stufe im Schacht 3 der Grube Frankenholz zu 275 m an; ich errechnete sie im Schacht 4 genannter Grube zu mindestens 300 m,⁶⁾ SCHLICKER⁷⁾ gibt im Bohrloch Fürth, wo die Stufe störungsfrei durchbohrt wurde, eine Mächtigkeit von 340 bis 350 m an. Die Gesamtmächtigkeit der Ottweiler Schichten errechnet sich demnach:

Obere Ottweiler Stufe . . . 65 m	} nach den Aufschlüssen der Bohrung Brücken.
Mittlere Ottweiler Stufe . . 700 m	
Untere Ottweiler Stufe . . . 340 m	
zus. 1105 m	

Der absolute Abstand des Breitenbacher Flözes von der oberen Grenze der Oberen Ottweiler Schichten beträgt ca. 5 m, der von der unteren Grenze ca. 60 m und von der Basis der Ottweiler Schichten:

Breitenbacher Flöz bis Basis der Oberen Ottweiler Stufe	60 m
Mittlere Ottweiler Stufe	700 m
Untere Ottweiler Stufe	340 m
zus. 1100 m	

1) Erläuterungen zu Blatt Kusel S. 77.
 2) Berlin 1894; ausgearbeitet von LEPPLA.
 3) Berlin 1894.
 4) REIS: Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel. Geogn. Jahresh. 1904. S. 93—233.
 5) Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken. München 1903.
 6) Siehe im vorliegenden Aufsatz unter „Schacht 4 der Grube Frankenholz“.
 7) Die Aufschlüsse der staatlichen Tiefbohrungen im Saarrevier. Saarbrücken 1906. S. 5.

LÉPPLA gibt den senkrechten Abstand vom Breitenbacher Flöz bis zu den obersten Flammkohlen zu 1200 m an.

Die Bohrung ist bis 1163.90 m mit Meißelschnellschlagbohrung, von da bis zur Teufe von 1597 m mit Diamantbohrung ausgeführt. Die Bohrkronen soll bei 1597 m stecken geblieben sein. Die Bohrung ist nach der Bohrung Ottweiler an der Blies,¹⁾ die 1803,36 m Tiefe besitzt, die tiefste im Saarbecken. Es ist bedauerlich, daß man in solchen tiefen Bohrungen keine geothermischen Tiefenstufen feststellt.

Die Tektonik des Bohrloches ist einfach. Es liegt auf dem zur Überkippung übergewandten, steilen Südflügel des Pfälzer Hauptsattels. Ich glaube nicht, daß es bereits im Brücken-Ohmbacher Quergraben steht.

Das nachfolgende Profil stammt aus den Akten der Internationalen Bohrgesellschaft Erkelenz.

Wahnweger Schichten: 0.00—0.50 (0.50) Mutterboden. — 0.50—2.00 (1.50) Lehm. — 2.00—13.00 (11.00) Roter Schieferletten. — 13.00—44.00 (31.00) Roter Sandstein.

Altenglaner Schichten: 44.00—58.00 (14.00) Weißer Sandstein. — 58.00—61.50 (3.50) Grauer Sandstein. — 61.50—64.50 (3.00) Kohlschiefer. — 64.50—135.00 (70.50) Kalkstein (Hauptkalkkomplex).

Remigiusberger Schichten: 135.00—149.00 (14.00) Roter Sandstein mit roten Lettenschichten. — 149.00—347.00 (198.00) Grauer Sandstein mit roten Lettenschiefer.

Obere Ottweiler Schichten: 347.00—349.10 (2.10) Grauer Sandstein. — 349.10—352.10 (3.00) Grauer Schiefer. — 352.10—352.25 (0.15) Steinkohle (Breitenbacher Flöz). — 352.25 bis 358.80 (6.55) Sandschiefer. — 358.80—359.30 (0.50) Schiefer mit Kohlenschmitzchen. — 359.30 bis 414.20 (54.90) Grauer Sandstein mit Lettenschichten. — 414.20—422.00 (7.80) Grauer Sandstein.

Mittlere Ottweiler Schichten: 422.00—458.00 (36.00) Grauroter Sandstein mit roten Letten. — 458.00—466.00 (8.00) Rote Letten. — 466.00—482.00 (16.00) Grauroter Sandstein. — 482.00 bis 487.00 (5.00) Roter Sandstein mit Konglomerat. — 487.00—496.00 (9.00) Roter Sandstein. — 496.00—502.00 (6.00) Rote Letten. — 502.00—525.00 (23.00) Grauroter Sandstein. — 525.00—587.00 (62.00) Grauroter Sandstein mit Lettenschichten. — 587.00—593.00 (6.00) Rote Letten. — 593.00—614.00 (21.00) Grauer Sandstein. — 614.00—629.00 (15.00) Rote Letten. — 629.00—637.50 (8.50) Grauroter Sandstein. — 637.50—650.00 (12.50) Grauroter Sandstein mit Lettenschichten. — 650.00—663.00 (13.00) Grauer Sandstein. — 663.00—680.00 (17.00) Rote Letten. — 680.00—699.00 (19.00) Grauer Sandstein. — 699.00—720.01 (21.00) Grauroter Sandstein. — 720.00—745.00 (25.00) Graue Letten. — 745.00—809.00 (64.00) Graue Sandsteine mit Konglomerat. — 809.00—815.00 (6.00) Konglomerat. — 815.00—828.00 (13.00) Konglomerat mit Schieferschichten. — 828.00—859.00 (31.00) Grauer Sandstein mit roten Lettenschichten. — 859.00—864.00 (5.00) Konglomerat. — 864.00—885.00 (21.00) Rote Letten. — 885.00—906.00 (21.00) Grauer Sandstein mit Konglomerat. — 906.00—933.00 (27.00) Grauer Sandstein mit Letten. — 933.00—944.00 (11.00) Konglomerat. — 944.00—967.00 (23.00) Grauroter Sandstein. — 967.00—1021.00 (54.00) Konglomerat. — 1021.00—1033.50 (12.50) Graues Konglomerat mit Schieferspuren. — 1033.50—1051.00 (17.50) Schiefer, hart, sandig, glimmerig. — 1051.00—1061.00 (10.00) Glanzschiefer, sehr klüftig. — 1061.00—1089.50 (28.50) Sandschiefer mit Letten. — 1089.50—1111.00 (21.50) Graues Konglomerat. — 1111.00 bis 1115.50 (4.50) Grauer Sandstein. — 1115.50—1121.50 (6.00) Konglomerat. — 1121.50—1128.50 (7.00) Konglomerat mit Schieferschichten. — 1128.50—1138.00 (9.50) Sandschiefer. — 1138.00 bis 1151.50 (13.50) Grauer Sandstein. — 1151.50—1163.90 (12.40) Konglomerat. — 1163.90 bis 1170.50 (6.60) Schiefer mit Quarz. — 1170.50—1175.20 (4.70) Feinkörniges Konglomerat. — 1175.20—1178.20 (3.00) Schiefer. — 1178.20—1196.25 (18.05) Grobes Konglomerat. — 1196.25 bis 1197.25 (1.00) Feinkörniges Konglomerat. — 1197.25—1203.00 (5.75) Grobes Konglomerat. — 1203.00—1205.70 (2.70) Grobes Konglomerat mit grauem Sandstein. — 1205.70 bis 1208.00 (2.30) Grauroter Sandstein mit Schieferschichten. — 1208.00—1210.00 (2.00) Feinkörniges Konglomerat. — 1210.00—1211.00 (1.00) Rotsandstein. — 1211.00—1214.50 (3.50) Schiefer mit Quarz. — 1214.50—1215.50 (1.00) Rotsandstein. — 1215.50—1224.50 (9.00) Schiefer mit roten Sandsteinschichten.

¹⁾ SCHLICKER: Die Aufschlüsse der staatlichen Tiefbohrungen im Saarrevier. Saarbrücken 1906. S. 5.

Untere Ottweiler Schichten: 1224.50—1238.50 (14.00) Sandstein mit Schieferschichten. — 1238.50 bis 1248.50 (10.00) Schiefer mit grauen Letten. — 1248.50—1249.50 (1.00) Grauer Sandstein. — 1249.50—1251.00 (1.50) Konglomerat. — 1251.00—1260.70 (9.70) Schiefer. — 1260.70 bis 1269.50 (8.80) Sandschiefer mit Schieferschichten. — 1269.50—1275.00 (5.50) Grauer Sandstein. 1275.00—1304.30 (29 30) Sandschiefer und Schiefer. — 1304.30—1309.00 (4.70) Sandschiefer. — 1309.00—1310.20 (1.20) Rote Schieferletten. — 1310.20—1321.50 (11.30) Sandschiefer. — 1321.50 bis 1356.00 (34.50) Schiefer und Sandschiefer mit grauen Letten. — 1356.00—1375.00 (19.00) Schiefer mit Sandsteinschichten. — 1375.00—1395.00 (20.00) Sandschiefer. — 1395.00—1403.50 (8.50) Pflanzenschiefer. — 1403.50—1410.00 (6.50) Schiefer mit Sandsteinschichten. — 1410.00 bis 1415.00 (5.00) Grauer Sandstein mit schwachen Schieferschichten. — 1415.00—1449.00 (34.00) Sandschiefer mit Sandsteinschichten. — 1449.00—1450.00 (1.00) Sandstein. — 1450.00 bis 1470.50 (20.50) Feines Konglomerat mit Sandsteinschichten. — 1470.50—1514.00 (43.50) Schiefer. — 1514.00—1525.00 (11.00) Schiefer mit Sandsteinschichten. — 1525.00—1528.00 (3.00) Grober Sandstein. — 1528.00—1542.00 (14.00) Schiefer. — 1542.00—1554.00 (12.00) Schiefer mit Sandsteinschichten. — 1554.00—1558.00 (4.00) Schiefer und Sandschiefer. — 1558.00 bis 1562.00 (4.00) Grauer und roter Sandstein. — 1562.00—1570.30 (8.30) Grauer Sandstein — 1570.30—1571.50 (1.20) Roter Sandstein. — 1571.50—1572.70 (1.20) Schiefer. — 1572.70 bis 1581.20 (8.50) Sandschiefer. — 1581.20—1582.70 (1.50) Grauer Sandstein. — 1582.70 bis 1584.00 (1.30) Grauroter Letten. — 1584.00—1585.00 (1.00) Schiefer. — 1585.00—1594.00 (9.00) Grauer Sandstein. — 1594.00—1597.00 (Teufe) (3.00) Grauer und roter Sandstein mit roten Lettenschichten.

3. Bohrung Nr. I zu Theisbergstegen

(auch Bohrung am Neunkirchener Feld genannt).

Die Bohrstelle der Bohrung, die von der Internationalen Bohrgesellschaft A.-G. in Erkelenz im Auftrage der nämlichen Gesellschaft behufs Aufsuchung von Steinkohle in der Zeit vom 16. September 1904 bis 8. Dezember 1905 ausgeführt wurde, befindet sich östlich vom Langenfelderwald im freien Feld, ca. 350 m östlich der Bohrstelle im Pelgenbachtal und ca. 4 km westlich von Neunkirchen am Südostabhang des Potzberges.

Die Ergebnisse der Bohrung haben die Behauptungen LEPPLA'S,¹⁾ daß in der früher abgestoßenen 400 m tiefen Bohrung im Pelgenbachtal¹⁾ die Unteren Ottweiler Schichten noch nicht erreicht waren, vollauf bestätigt.

Das Einfallen soll nach einer Mitteilung des Obersteigers ALTPETER, des Aufsichtsbeamten bei den Potzbergbohrungen, etwa 45° gewesen sein. LEPPLA¹⁾ erwähnt, daß an der 350 m entfernten Bohrstelle im Pelgenbachtal die Mittleren Ottweiler Schichten stark nach WSW. einfallen.

Eine Einteilung der Schichten konnte ich lediglich auf Grund der Gesteinsfärbung mangels anderer Kennzeichen vornehmen.

Man sieht, daß bei 731 m Teufe die für die mittleren Ottweiler Schichten charakteristische rote Färbung einer vorherrschend grauen Platz macht. Bei 731 m nehme ich also die obere Grenze der Unteren Ottweiler Schichten an.

Das von 772.94—773.36 m durchbohrte Kohlenvorkommen, im Bohrloch gemessen 0.42 m mächtig, fällt nach der gemachten Einteilung in die Unteren Ottweiler Schichten; es müßte also den aus anderen Aufschlüssen am Höcherberg bekannten Kohlenvorkommen der Leaiaschichten entsprechen. Sichere Anhaltspunkte für eine bestimmte Einreihung des Vorkommens fehlen.

¹⁾ KLIVER: Über die Fortsetzung des Saarbrücker produktiven Kohlengebirges in die bayerische Rheinpfalz. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1892, S. 471—493. Profil der Bohrung bis 330 m. — LEPPLA: Die Tiefbohrungen am Potzberg in der Rheinpfalz. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt Berlin 1902, S. 342. Genaues Profil der Bohrung.

Ob die Unteren Ottweiler Schichten ganz durchteuft sind, ist nicht bestimmt anzugeben. Das Bohrloch steht auf dem steilen Südostflügel des Potzbergsattels.

Das nachfolgende Profil wurde mir von der Internationalen Bohrgesellschaft zur Verfügung gestellt:

Mittlere Ottweiler Schichten: 0.00—0.30 (0.30) Ackererde. — 0.30—7.50 (7.20) Sandsteingeröll. — 7.50—8.10 (0.60) Sandstein mit Kohlenspuren. — 8.10—9.65 (1.55) Konglomerat. — 9.65 bis 36.00 (26.35) Konglomerat, und Sandstein mit Kohlenspuren. — 36.00—40.30 (4.30) Sandstein. — 40.30—41.00 (0.70) Schiefer-ton. — 41.00—69.00 (28.00) Sandstein. — 69.00—73.30 (4.30) Schiefer-ton. — 73.30—85.50 (12.20) Sandstein. — 85.50—95.90 (10.40) Schiefer-ton. — 95.90—110.00 (14.10) Sandstein. — 110.00—110.50 (0.50) Konglomerat. — 110.50—320.00 (209.50) Sandstein, abwechselnd mit Konglomerat mit Kohlenspuren. — 320.00—341.50 (21.50) Konglomerat. — 341.50—342.00 (0.50) Sandstein. — 342.00—346.50 (4.50) Konglomerat. — 346.50—370.00 (23.50) Konglomerat mit Schiefer-ton. — 370.00—384.00 (14.00) Schiefer-ton. — 384.00—394.00 (10.00) Konglomerat. — 394.00—415.00 (21.00) Schiefer-ton — 415.00 bis 450.00 (35.00) Sandstein. — 450.00—453.00 (3.00) Konglomerat. — 453.00—470.00 (17.00) Sandstein. — 470.00—484.00 (14.00) Schiefer-ton. — 484.00—488.00 (4.00) Konglomerat. — 488.00—550.00 (62.00) Sandstein. — 550.00—554.00 (4.00) Schiefer-ton. — 554.00—560.00 (6.00) Sandstein. — 560.00—574.00 (14.00) Schiefer-ton. — 574.00—584.00 (10.00) Sandstein. — 584.00 bis 588.00 (4.00) Schiefer-ton. — 588.00—674.00 (86.00) Sandstein. — 674.00—675.00 (1.00) Schiefer-ton. — 675.00—713.00 (38.00) Sandstein mit Konglomerat. — 713.00—724.00 (11.00) Konglomerat. — 724.00—728.00 (4.00) Sandiger Schiefer. — 728.00—731.00 (3.00) Roter, sandiger Ton.

Untere Ottweiler Schichten: 731.00—772.94 (41.94) Grauer Sandstein. — 772.94—773.36 (0.42) Steinkohle. — 773.36—778.80 (5.44) Schiefer. — 778.80—782.50 (3.70) Sandstein. — 782.50 bis 795.00 (12.50) Schiefer. — 795.00—799.80 (4.80) Grauer Sandstein. — 799.80—808.30 (8.50) Roter und blauer Schiefer-ton. — 808.30—835.00 (26.70) Grauer Sandstein. — 835.00—844.40 (9.40) Grauer Schiefer. — 844.40—861.00 (16.60) Grauer Sandstein. — 861.00—861.20 (0.20) Grauer Schiefer. — 861.20—863.50 (2.30) Grauer Sandstein. — 863.50—958.00 (94.50) Schiefer. — 958.00—968.00 (10.00) Roter und blauer Ton. — 968.00—985.00 (17.00) Schiefer und Sandstein. — 985.00—996.00 (11.00) Roter und blauer Ton. — 996.00—1039.00 (43.00) Schiefer. — 1039.00—1051.00 (12.00) Roter und blauer Ton. — 1051.00—1080.73 (29.73) Konglomerat. — 1080.73—1113.00 (32.27) Roter und blauer Schiefer-ton. — 1113.00—1122.00 (9.00) Konglomerat. — 1122.00—1124.00 (2.00) Roter Schiefer-ton. — 1124.00—1151.90 (27.90) Konglomerat. — 1151.90—1152.75 (0.85) Schiefer mit Kohlenspuren. — 1152.75—1159.00 (6.25) Konglomerat. — 1159.00—1172.40 (13.40) Schiefer. — 1172.40—1175.50 (3.10) Konglomerat. — 1175.50—1185.00 (9.50) Schiefer. — 1185.00—1189.00 (4.00) Konglomerat. — 1189.00—1210.09 (Teufe) (21.09) Schiefer.

4. Förderschacht 4 der Steinkohlengrube Frankenholz.

(Höhe der Hängebank: 467 m über N.N.)

Etwa 40—50 m nordwestlich von dem seit längerer Zeit bestehenden Schacht 3 der Grube Frankenholz, dessen Profil von v. AMMON¹⁾ eingehend behandelt ist, wurde in den Jahren 1923 und 1924 Schacht 4 abgeteuft. Nachdem man gerade im Hangenden des produktiven Karbons stand, hatte ich Gelegenheit eine bis zur Teufe von 472.30 m reichende Gesteinsprobensammlung zu untersuchen.

Bis zu einer Teufe von ca. 160 m wurden die durch ihre rote Färbung charakterisierten Mittleren Ottweiler Schichten durchsunken, dann folgten bis zu einer Teufe von ca. 464 m die Unteren Ottweiler Schichten mit dem Holzer Konglomerat an der Basis.

Das Holzer Konglomerat ist durch unregelmäßig gelagerte Tonschiefer mit nesterartiger Kohlenmasse, die sich in das Konglomerat hineingepreßt haben, in seinem Zusammenhange unterbrochen. Immerhin bleibt die Tatsache bestehen, daß

¹⁾ Erläuterungen zu dem Blatte Zweibrücken. München 1903. S 81.

das Holzer Konglomerat auf Frankenholz über 30 m mächtig und in seiner typischen Ausbildung vorhanden ist. Ich möchte an dieser Stelle erwähnen, daß v. AMMON¹⁾ die Mächtigkeit des Konglomerates in Schacht 3 fälschlicherweise zu 10.5 m angibt. Worauf der Irrtum beruht, ist ungewiß. Großes Erstaunen erregten die Quarzitzeröllbrocken, die man aus der Zone des Holzer Konglomerates aus dem Schacht 4 an Tag schaffte. Sie hatten einen Durchmesser bis zu 50 cm und hatten fast Kugelform, die sie auf ihrem langen Transportwege erhalten haben.

Von den bei 160—162 m in Schacht 3 vorgefundenen dünnen Estherienkalkbänken mit *Estheria limbata* GOLDENBERG und *Candona* lag kein Probestück vor. Aus den Teufen von 178 und 178.50 m war ein dunkelgrauer bis schwärzlicher sandiger Kalkstein vorhanden. Es ist sicher jene Bank, die v. AMMON in Schacht 3 in der Tiefenregion von 161—188 m nachgewiesen und als „kalkig-sandig“ bezeichnet hat.

In den Teufen von 284, 289 und 291 m habe ich *Leaia*, das Leitfossil der Unteren Ottweiler Schichten, in tiefschwarzen Schiefer nachgewiesen. Von den Kohlenflözchen der Leiaschichten, von denen in Schacht 3 vier Flözchen vorhanden waren, ist nur von einem einzigen bei 283 m die Mächtigkeit zu 0,10 m festgestellt; außerdem lag aus der Teufe von 285 m schwefelkieshaltige Kohle (10—12 cm stark in Handstück) und aus der Teufe von 286 m eine zerquetschte Kohlenmasse vor.

Bemerkenswert sind noch Einschlüsse von dichtem Tonschiefer in Sandsteinen aus der Teufe von 314 m und in Konglomerat aus der Teufe von 410 m, die sicher aus devonischen Hunsrückschiefern stammen.

Die Mächtigkeit der Unteren Ottweiler habe ich in Schacht 4 zu etwa 300 m angenommen. Der hangende Flözzug des Saarreviers (das Wahlschiefer und Lummerschiefer Flöz) fehlt auch im Schacht 4.

Da die Aufschlüsse über Untere Ottweiler Schichten im Saarrevier sehr selten sind und eine genauere Kenntnis der unmittelbaren Deckgebirgsschichten der produktiven Abteilung in petrographischer und paläontologischer Hinsicht immer wünschenswerter wird, soll hier das Profil des Schachtes genau wiedergegeben werden. Man kann die Unteren Ottweiler noch in vier Abteilungen unterteilen:

- | | |
|--|--|
| 1. Eine obere Zone ohne <i>Leaia</i> mit <i>Estheria</i> und <i>Candona</i> | } Untere Ottweiler Schichten
nach E. WEISS |
| 2. <i>Leaia</i> -Zone mit <i>Estheria</i> und <i>Candona</i> .
Kohlenflözchen | |
| 3. Eine untere Zone ohne <i>Leaia</i> , <i>Candona</i> und <i>Estheria</i> oder die Partie der Arkosensandsteine | } Obere Saarbrücker
Schichten nach E. WEISS |
| 4. Das Holzer Konglomerat | |

Die 2. Zone kann man vom hangendsten bis zum liegendsten Auftreten der *Leaia* mit darunter auftretenden Tonschiefer rechnen. Im Westen, etwa ab Wiebelskirchen an der Blies, tritt in 1 und 2 der hangende Flözzug des Saarreviers auf.

Die Zonen würden sich im Schacht 4 etwa folgendermaßen begrenzen:

1. von 159.00—283.00 m Teufe (zumeist Tonschiefer),
2. „ 283.00—359.00 „ „ (zumeist Tonschiefer),
3. „ 359.00—430.00 „ „ (massenhaftes Auftreten von Sandsteinen und Konglomeraten),
4. „ 430.00—464.00 „ „ (Zone des Holzer Konglomerates).

¹⁾ Erläuterungen zu dem Blatte Zweibrücken, München 1903, S. 81.

Meine Untersuchungen, verbunden mit den markscheiderischen Schichtenaufnahmen (von Markscheider GLAVE ausgeführt), ergaben das nachfolgende Profil:

Mittlere Ottweiler Schichten: 0.00—16.00 (16.00) Rote, zum Teil grobkörnige glimmerige Sandsteine. — 16.00—18.10 (2.10) Grünlichgrauer Letten. — 18.10—63.00 (44.90) Feinkörniger, zum Teil grobkörniger, grauer bis rötlich gefleckter glimmerhaltiger Sandstein. — 63.00—63.45 (0.45) Roter Ton. — 63.45—68.45 (5.00) Bläulicher Schiefer. — 68.45—71.00 (2.55) Roter Schiefer mit Tonzwischenlage. — 71.00—73.45 (2.45) Blauer, zum Teil sandiger Schiefer. — 73.45 bis 89.35 (15.90) Grauer, glimmerhaltiger Sandstein. — 89.35—92.00 (2.65) Blauer Schiefer. — 92.00—93.00 (1.00) Grauer Sandstein. — 93.00—94.55 (1.55) Schiefer. — 94.55—102.10 (7.55) Grauer Sandstein mit Glimmer. — 102.10—103.15 (1.05) Konglomerat. — 103.15—106.00 (2.85) Sandstein, glimmerhaltig. 106.00—118.45 (12.45) Konglomerat, mittel- bis grobkörnig. — 118.45—121.00 (2.55) Glimmersandstein, grauschwarz. — 121.00—130.00 (9.00) Grobkörniges Konglomerat. — 130.00—130.70 (0.70) Blauer Schiefer mit grünen Flecken und Pflanzenabdrücken. — 130.70—137.70 (7.00) Glimmersandstein 137.70—138.45 (0.75) Blauer Schieferrotgefleckt. — 138.45—143.25 (4.80) Sandstein, glimmerhaltig. — 143.25—148.45 (5.20) Braunroter, sandiger Schiefer mit Glimmer, unten etwas schwarzer blättriger Schiefer mit Pflanzenabdrücken. (12° N.-Einf.) — 148.45—149.00 (0.55) Glimmersandstein. — 149.00—151.50 (2.50) Rötlicher Schiefer. — 151.50—152.00 (0.50) Unregelmäßig gelagerter Sandstein mit Glimmer. — 152.00—159.00 (7.00) Intensiv rotgefärbter Schiefer mit Zwischenlagen von dunkelgrauem (156.0 m) und rotgrau, blaßgrünlichem Schiefer.

Untere Ottweiler Schichten: 159.00—160.00 (1.00) Hellgrauer Sandstein, stark glimmerhaltig. — 160.00—207.70 (47.70) Schiefer und Schiefertone. Bei 160 m Graugrüner Schiefer; bei 161 m Rotbrauner Schiefertone mit grünlichen Flecken; bei 162 m Grauer, fester, sandiger Schiefer; bei 163 m Grauer, fester sandiger Schiefer, schwefelkieshaltig; bei 164 m Graugrüner Schiefer; bei 165 m Graugrüner Schiefer mit kugeligen Einschlüssen von Kalk. Bei 167—177 m Graugrüner Schiefer, sehr fest, sandig; bei 178 und 178.50 m Dunkelgrauer bis schwärzlicher Kalkstein; bei 179—186 m Grauer Schiefer, zum Teil etwas sandig, fest; bei 187—192 m Grauer Schiefer; bei 192—207 m Rotbrauner bis grauer, blaßgrün gefleckter Schiefertone; bei 202.7 bis 203.45 m Sprungausfüllung (Einf. 13° N., Streichen 40°). — 207.70—214.90 (7.20) Grauer, blaßrötlicher, feinkörniger, etwas glimmerhaltiger Sandstein. Drusen mit Kalkspatausfüllung und mit Eisenglanzkrällchen. — 214.90—248.00 (33.10) Schiefer und Schiefertone; bei 215 und 216 m Rötliche Schiefertone; bei 218 m Grauer Schiefer; bei 219—245 m Graugrüner Schiefer, zum Teil ziemlich sandig; bei 246 m Grauroter Schiefer; bei 247 m Grauer, sandiger Schiefer. — 248.00—251.00 (2.00) Grauer sandiger Schiefer bis feinkörniger schieferiger Sandstein. — 251.00 bis 255.75 (4.75) Sandstein. Bei 251 und 252 m Hellgrauer, feinkörniger, glimmerhaltiger Sandstein; bei 253 und 254 m Konglomeratischer Sandstein mit kohligen Einschlüssen; bei 255 m Feinkörniger, grauer Sandstein mit Kohlenschnüren. — 255.75—279.75 (24.00) Schiefer und Schiefertone. Bei 255.75 m Sandiger schwärzlicher Schiefer; bei 256 m schwarzer Schiefer; bei 256.50 m Dunkelgrauer Schiefertone mit Pflanzenabdrücken; bei 257 m Tiefschwarzer Schiefertone, stark schwefelkieshaltig mit Muscheln (*Anthracosia*); bei 257.60 m Grauer Schiefertone mit Pflanzenabdrücken; bei 257.70 und 257.90 m Grauer Schiefertone; bei 258, 259 und 259.50 m Blauer Schiefer; bei 260 und 261 m Hellgrauer Tonschiefer; bei 262 und 263 m Rotbrauner Tonschiefer mit grünlichgrauen Flecken; bei 264—266 m Grauer sandiger Schiefer; bei 267—276 m Hellgrauer fester Schiefertone; bei 277 und 278 m Grauer schwarzgestreifter, plattiger Tonschiefer mit Pflanzenabdrücken; bei 279, 280 und 281 m Hellgrauer Tonschiefer mit druckhaftem Aussehen. — 279.75—282.90 (3.15) Sprungausfüllung mit grauen Letten als Ausfüllungsmasse. Einf. 75° NW. Streichen SW.—NO. — 282.90—308.50 (25.60) Schiefer und Schiefertone. Bei 283 m 0,10 m Kohle, schwefelkieshaltig; bei 284 m Tiefschwarzer, auf den Schichtenflächen glänzender Schiefertone, massenhaft *Leaia Bäntschiana*; bei 285 m Tiefschwarzer Schiefertone; bei 285 m Kohle mit Schwefelkies (Handstück, ca. 10—12 m stark); bei 286 m Zerquetschte, zusammengepreßte glänzende Kohle; bei 287 m Tiefschwarzer Schiefertone mit Pflanzenabdrücken und grauer, plattiger, schwarzgestreifter, fester Schiefertone; bei 288 m Graubrauner, schwarzgestreifter, plattiger Schiefer; bei 289 m Tiefschwarzer, auf den Schichtenflächen glänzender Schiefertone; massenhaft *Leaia*; die Schiefertone sind meist nicht allzu fest, lassen sich gut spalten und zeigen, wenn man sie mit dem Messer schabt, eine dunkelbraune Farbe; bei 290 m Grauschwarzer Schiefer; bei 291 m Tiefschwarzer Schiefertone; massenhaft *Leaia*; bei 294 m Hellgraue Tonschiefermasse, Aussehen nach Druckwirkung; bei 295—298 m Hellgrauer

bis blaugrauer Schiefertone, druckhaftes Aussehen; bei 299 m Blaugrauer Schiefertone; bei 300 m Hellgrauer Schiefertone; bei 301 m Hellgrauer Schiefertone, sandig; bei 302, 303 und 304 m Hellgrauer Tonschiefer, druckhaftes Aussehen, das Gestein ist kalkig-tonig; bei 305 und 306 m Fester, grauer Schiefer; bei 308 m Dunkelgrauer, sandiger Schiefer mit feinen Schwefelkies- und Glimmerinsprenglingen, sehr sandig. — 308.50—317.50 (9.00) Sandsteine mit einer Schiefertoneinlage; bei 310 m Dunkelgrauer, bis schwärzlichgrauer, glimmerhaltiger Sandstein; bei 311 m Sehr feinkörniger, hellgrauer Sandstein, glimmerhaltig; bei 312 m Sehr feinkörniger, hellgrauer bis schwärzlichgrauer, glimmerhaltiger Sandstein; bei 313 m Hellgrauer, feinkörniger Sandstein, glimmerhaltig mit Abdrücken von Pflanzen und mit Kohlenschnüren durchzogen; bei 314 m Hellgrauer, feinkörniger Sandstein mit Stengelabdrücken (*Calamariaceae*), dieser Sandstein enthält Bruchstücke von tiefschwarzem, dichtem Tonschiefer, ferner von kohlig-schieferiger Masse; bei 316 m Dunkelgrauer bis schwärzlicher Schiefertone mit Pflanzenabdrücken; bei 317 m Hellgrauer, feinkörniger Sandstein, glimmerhaltig, schwefelkieshaltig, kohlige Bestandteile. — 317.50 bis 359.00 (41.50) Schiefer, Schiefertone mit kleinen Sandsteineinlagen. Bei 319 m Hellgrauer sandiger Schiefertone bis schieferiger, toniger Sandstein; bei 320 und 321 m Toniger Schiefer, fast Letten; bei 322—326 m Hellgrauer, toniger Schiefer; bei 327, 328 und 329 m Rötlichgrauer Tonschiefer; bei 330 m Fester grauer Schiefertone; bei 331 m Dunkelgrauer bis schwärzlicher Schiefertone; bei 332 m Grauer Schiefertone; bei 333 m Grauer Schiefertone mit Kalkknollen; bei 334 m Grauer plattiger Schiefertone; bei 335—340 m Grauer Tonschiefer; bei 341—343 m Hellgrauer, zum Teil sandiger Tonschiefer; bei 344 m Hellgrauer, feinkörniger Sandstein; bei 345 und 346 m Hellgrauer Tonschiefer fest; bei 347 m Hellgrauer, feinkörniger Sandstein; bei 348 m Hellgrauer bis weißlichgrauer Tonschiefer; bei 349 m Hellgrauer Tonschiefer; bei 351 m Hellgrauer, sandiger Schiefertone; bei 352 und 353 m Dunkelgrauer bis schwärzlicher Schiefer; bei 354 m Hellgrauer, toniger Schiefer; bei 355 m Hellgrauer fester Schiefer; bei 356 m Braunroter Schiefertone, grün gefleckt; bei 357 m Rötlich-bräunlich-grauer Schiefertone; bei 358 m Bräunlicher Schiefertone, hellgrün gefleckt, druckhaftes Aussehen; bei 359 m Hellgrauer bis hellgrüngrauer sandiger Schiefer. — 359.00—366.50 (7.50) Konglomerat und Sandstein. Bei 361 m Hellgrauer, fester sandiger Schiefer bis feinkörniger Sandstein; bei 361 und 362 m Hellgraues Konglomerat, stark quarzitisches, grobkörnig (Korngröße 4—6 cm); bei 363 und 364 m Hellgraues Konglomerat, etwas feinkörniger; bei 365 m Grauer, grobkörniger Sandstein, konglomeratisch; bei 366 m Graues Konglomerat, quarzitisches. — 366.50—368.00 (1.50) Grauer feinkörniger Sandstein mit Schieferstruktur. — 368.00—370.80 (2.80) Hellgraues, grobkörniges Konglomerat brekzienartig. — 370.80—378.70 (7.90) Schiefer und Schiefertone. Bei 373, 374 und 375 m Blaugrauer bis blaßgrüner, bis blaßgelber Schiefertone; bei 376, 377 und 378 m Grauer Schiefertone. — 378.70—387.00 (8.30) Sandsteine. Bei 380 und 381 m Grauer, feinkörniger quarzitischer Sandstein, zum Teil schwach glimmerhaltig. — 387.00—394.15 (7.15) Schiefer und Schiefertone. Bei 389 m Tiefschwarzer Tonschiefer; bei 390 m Hellgrauer toniger Schiefer; bei 391—393 m Hellgrauer Tonschiefer, zum Teil sandig. — 394.15—395.20 (1.05) Grauer feinkörniger Sandstein bis dunkelgrauer fester sandiger Schiefer. — 395.20—398.15 (2.95) Schiefer. Bei 396 m Hellgrauer Tonschiefer; bei 397 m Dunkelgrauer fester Schiefer. — 398.15—405.50 (7.35) Sandstein und Konglomerat. Bei 398—402 m Grauer, feinkörniger Sandstein; bei 403 m Etwas weißgrauer Sandstein; bei 404 m Grauer feinkörniger Sandstein; bei 405 m Graues Konglomerat. — 405.50—406.50 (1.00) Hellgrauer Tonschiefer. — 406.50—406.90 (0.40) Feinkörniger Sandstein. — 406.90—407.80 (0.90) Tiefschwarzer Tonschiefer. — 407.80—408.40 (0.60) Sandstein. — 408.40—411.40 (3.00) Graues, grobkörniges Konglomerat; Einschlüsse von tiefschwarzen Tonschieferbrocken und großen Quarziten, worin sich Drusen mit Quarzkristallen befinden. — 411.40—412.60 (1.20) Sandiger, sehr fester Schiefer bis feinkörniger Sandstein. — 412.60—417.00 (3.40) Sandstein und Konglomerat. Bei 414 und 415 m Hellgrauer, feinkörniger Sandstein; bei 416 und 417 m Graues Konglomerat. — 417.00—425.20 (8.00) Schiefer und Schiefertone. Bei 420 m Tiefschwarzer Schiefer; bei 421 m Hellgrauer Tonschiefer; bei 422, 423 und 424 m Grauer, fester Schiefer, zum Teil druckhaftes Aussehen. — 425.00—430.00 (5.00) Sandstein. Bei 425 m Grauer Sandstein, etwas Schieferstruktur; bei 426 und 427 m Grauer, sandiger Schiefer; bei 428 m Feinkörniger, grauer Sandstein; bei 429 m Dunkelgrauer, sandiger Schiefer bis Sandstein. — 430.00—435.50 (5.50) Grobkörniges Konglomerat. In den großen Quarzitgeröllen, die einen Durchmesser bis zu 50 cm erreichen, befinden sich schöne Drusenbildungen (Holzer Konglomerat). — 435.50—441.90 (6.40) Tonschiefer, unregelmäßig gelagert, mit großen Kohlennestern. — 441.90—463.60 (21.70) Grobkörniges Konglomerat, gleiche Beschaffenheit wie von 430—435.50 m (Holzer Konglomerat).

Obere Saarbrücker Schichten (Flammkohlenpartie): 463.60—472.30 (8.70) Schiefer, schlecht gelagert.

Zum Schluß soll noch eine Übersicht über sämtliche im pfälzischen Kohlengebirge abgestoßenen Bohrungen gegeben werden (s. S. 36 und 37).

Quellenangaben.

1. a) Erläuterungen zum Blatte Zweibrücken, München 1903, S. 61.
b) v. GÜMBEL: Geologie von Bayern. Bd. II. Fischer, Kassel, 1894, S. 950.
c) v. GÜMBEL: Neuere Aufschlüsse im Pfalz-Saarbrücker Steinkohlengebirge auf bayerischem Gebiete. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 169—174.
Kurzes Profil: Bis 202 m Buntsandstein; bis 458 m Rote Schichten (Mittlere Ottweiler Schichten); bis 504 m mit 15° nach NO. einschließende graue Schiefertone und weißliche Sandsteinlagen (Untere Ottweiler Schichten).
2. DRUMM: Das Saarbrücker Steinkohlengebirge. Didie, Neunkirchen. S. 53. Erscheint Anfang 1927.
3. v. AMMON: Das Bohrloch von St. Ingbert. Geogn. Jahresh. München 1908. S. 195—213.
4. PRIETZE: Die neueren Aufschlüsse im Saarrevier. Ber. über den 8. allg. deutschen Bergmannstag. Verlag Glückauf, Essen 1902.
Profil: Bis 188 m Buntsandstein, bis zur Teufe rote Schichten (Mittlere Ottweiler).
5. a) Bavaria, 1865—1868. v. GÜMBEL: Die geognost. Verhältnisse der Rheinpfalz. Bd. IV. 2. Abt.
b) Lit. 1a.
Profil: Nur Buntsandstein.
6. Vorliegender Aufsatz.
7. a) Lit. 5a. S. 27.
b) Lit. 1a.
Profil: Bis 182.4 m Buntsandstein; bis 246.0 m Rote Schichten; bis 376.0 m Roter Sandstein und Schiefer, wechselnd mit grauem Schieferthon.
8. Lit. 5a S. 27.
Profil: Bis 188 m Buntsandstein; bis 222 m Rotes Gebirge.
9. a) Lit. 1b S. 954.
b) WEISS: Erläuterungen zu Blatt Neunkirchen. Berlin 1876. S. 17.
c) Lit. 5a. S. 29.
10. a) Lit. 1b. S. 954.
b) Lit. 9b. S. 17.
c) Lit. 1a. S. 17.
11. Lit. 1a.
12. Lit. 1a. S. 74. Ausführlicher Bericht von v. AMMON.
13. Bis 54.40 m Tonschiefer; bis 84.00 m Melaphyr des Feilbachtals.
14. a) DÜTTING: Neue Aufschlüsse im Saarbrücker Steinkohlenbezirk. Verh. d. naturhist. Ver. f. die Rheinlande. Bonn 1897. S. 281—284.
Profil der Bohrung: Nur Mittlere Ottweiler Schichten.
b) Lit. 1a.
15. a) Lit. 1b. S. 956.
b) KLIVER: Über die Fortsetzung des Saarbrücker produktiven Karbons in die bayerische Rheinpfalz. Z. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen. 1892. S. 471—493. Taf. XII, Fig. 3.
Profil der Bohrung: Bis 366 m Mittlere Ottweiler Schichten, bis zur Teufe: Untere Ottweiler Schichten.
16. LEPLA: Das Bohrloch von Dittweiler am Höcherberg. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901. S. 417.
Profil: Bis 967.50 m Mittlere Ottweiler Schichten; bis zur Teufe: Untere Ottweiler Schichten.
17. Siehe vorliegenden Aufsatz.
18. LEPLA: Die Tiefbohrungen am Potzberg in der Rheinpfalz. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt 1902, S. 342. Profilangaben. Siehe auch Bl. Zweibrücken und Kusel.
19. Siehe vorliegender Aufsatz.
20. Die Bohrungen drangen bei geringer Teufe in den Porphy ein.

Z u s a m m e n

Idee. Nr.	Bezeichnung der Bohrung	Lage im Felde der Konzession	Lage des Mittelpunktes	
			Ordinaten m	Abszissen m
1.	Alte Rischbachbohrung (1)*	Im Felde der Grube St. Ingbert		
2.	Neue Rischbachbohrung (2)	„		
3.	Rothellblindbohrung (2)	„		
4.	An der Sengscheidterstraße bei St. Ingbert (3)	—		
5.	St. Ingbert II im Waldgebiet „Jung Elmersberg“ (2)	Im Felde der Grube St. Ingbert		
6.	St. Ingbert III in den Zankwiesen (2)	„		
7.	Bei Rohrbach (4)			
8.	Bei Hassel (5)			
9.	Bei Lautzkirchen (6)			
10.	Bei Neuhäusel (7)			
11.	Bei Limbach (8)			
12.	Am „Großen Hirschberg“ bei Bexbach (9)	Im Felde der Grube Bexbach		
13.	Am Bahnhof Bexbach (10)	„		
14.	Im Rollbachtal (11)	„	+ 34860.76 ³⁾	— 11645.37
15.	Im Bruderbrunnental (12)	„	+ 34295.85 ³⁾	— 11591.36
16.	Bohrung III bei der Grube Frankenholz	Im Felde der Grube Frankenholz		
17.	Im Folloch, SO. Oberbexbach (13)	„		
18.	Am Websweilerhof (14)	Südfeld		
19.	Im Pfaffenwald bei Höchen (15)	Im Felde der Grube Nordfeld		
20.	Bei Dittweiler (16)	Höcherberg		
21.	Bei Brücken (17)	Glangrube		
22.	Im Pelgenbachtal am Potzberg (18)	Alexanderzeche		
23.	Bei Theisbergstegen (19)	„		
24.	Am Gelben Wasser (18)	Marienzeche		
25.	Im Wildfrauenloch (18)	„		
26.	Im „Dicken Schlag“ am Königs- berg (20)			
	a) Bohrung I	Dorstengrube		
	b) Bohrung II	„		

*) Die hinter den Namen der Bohrung in Klammern gesetzte Zahl bedeutet die unter „Quellenangaben“ für die Bohrung zutreffende Literatur.

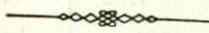
s t e l l u n g .

Höhe der Hängebank über N.N. m	Gesamtteufe m	Beginn der Bohrung	Schluß der Bohrung	Bemerkung
+ 243.00	504.00			Die Bohrungen sind nach ihrer örtlichen Lage von Westen nach Osten nummeriert.
+ 297.27	729.00	Aug. 1894	3. 7. 1895	
- 136.78 ¹⁾	222.24	13. 3. 1911	28. 8. 1911	
+ 257.00	1407.00	März 1905	Mai 1907	
+ 279.00	53 10	Sept. 1895	Okt. 1895	
+ 278.94	1001 50	Nov. 1895	28. 8. 1896	
	ca. 600.00	5. 5. 1898	1898	
	276.00	Vor 1865		
	840.32	30. Mai 1900	21. Nov. 1900	
	376.00	} Vor 1865		
	222.00			
+ 245.00 ²⁾	412 84			
+ 245.00 ²⁾	440.87			
+ 332.72 ³⁾	247.99	30 9. 1861	31. 3. 1864	
+ 325 20 ³⁾	924 06	21. 10. 1900	30. 9. 1901	
+ 342.00	210.00			
+ 280.00 ²⁾	84.00	18 12. 1922	Aug. 1923	
+ 310.00 ²⁾	435.00	1888	Juni 1892	
+ 444.00	488 00	1889	1890	
+ 272.00	1100.00	9. 1. 1900	23. 7. 1901	
+ 240.00 ⁴⁾	1597.00	8. 4. 1908	1. 11. 1910	
+ 350.00 ⁵⁾	400 00	1890	1891	
+ 410.00 ⁵⁾	1210.00	16. 9. 1904	8. 12. 1905	
+ 370.00 ⁵⁾	1157.00	15. 11. 1898	25. 5. 1901	
+ 360.00 ⁵⁾	320.00	5. 11. 1896	1897	
	400.00	} Nach 1903		
	600.00			

¹⁾ Niveau des Rothellquerschlagcs. — ²⁾ Nach dem Meßtischblatt Bexbach. — ³⁾ Nach Markscheider HOLZAPFEL in Bexbach. — ⁴⁾ Nach dem Meßtischblatt Glanmünchweiler. — ⁵⁾ Nach dem Meßtischblatt Kusel.

Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
1. Die Bohrung bei Lautzkirchen	23—25
2. Die Bohrung bei Brücken	25—30
3. Bohrung Nr. 1 zu Theisbergstegen	30—31
4. Förderschacht 4 der Steinkohlengrube Frankenholz	31—35
Quellenangaben	35
Zusammenstellung	36—37



Bodenkundliche Studien an einigen Böden des bayerischen Frankenwaldes.

Von

Dr. Ulrich Springer,

Regierungsschemiker.

Die wissenschaftliche Bodenuntersuchung umfaßt eine Reihe von Methoden, die gestatten die verschiedenen Bodenarten einmal nach bestimmten Gesichtspunkten zu ordnen, dann ihre physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften zu bestimmen, um mit deren Hilfe auf den Grad ihrer Eignung als Träger unserer Kulturpflanzen zu schließen und Mittel und Wege zur Erzielung von Höchstserträgen zu finden.

Die Anwendung sämtlicher hiefür in Frage kommenden Methoden verbietet zumeist der Mangel an Zeit und die mit deren Durchführung verknüpften beträchtlichen Untersuchungskosten; so wurden auch in der vorliegenden Arbeit nur wenige, jedoch die wichtigsten unter ihnen angewandt. Auch mußte von solchen Bestimmungen abgesehen werden, die, nur am Boden in seiner natürlichen Lagerung ausgeführt, brauchbare Resultate liefern, wie die Bestimmung der Wasser- und Luftkapazität, des Porenvolumens, der Durchlässigkeit u. a.

Die vorliegenden Bodenproben (siehe Tabelle!) sind sämtliche dem Oberboden in 1—2 dm Tiefe und zwar möglichst an ungedüngten Stellen entnommen. Proben, welche dem fast stets Nadelhölzer tragenden Waldboden entstammen, sind Nr. 1, 2, 5, 8 und 13.

I. Klassifikation und physikalische Eigenschaften der Böden.

a) Die Korngröße.

Ihrer geologischen Entstehung nach sind die untersuchten Böden als Verwitterungsböden (Primitivböden) von kristallinen Schiefern (Biotitgneis), paläozoischen Eruptivgesteinen (Diabas, Porphy) und Sedimentgesteinen (die übrigen) zu bezeichnen. Eine nennenswerte Umlagerung (Derivatböden) hat nicht stattgefunden. Für die praktischen Bedürfnisse ist eine Einteilung nach verschiedenen Korngrößen geeigneter. Sie wurde hier nach dem bekannten Sieb- und Schlämmverfahren (КОРЕРКУ) durchgeführt.

Zu beachten ist der hohe Steingehalt der Böden, der besonders bei den Schiefern des Kambriums, Obersilurs und Kulms bis zu 30% und darüber steigt und das Bodengefüge stark beeinflußt in dem Sinne, daß er den lehmig-tonigen und tonigen Boden einen mehr lehmigen Charakter gibt. Man könnte solche Böden auch unter

dem Namen „Grusböden“ (scharfkantige Form der Steine) zusammenfassen. Tatsächlich sind auch die tonigen Böden mit 60—70% Abschlämmbarem recht wasser-durchlässig, was abgesehen von den Untergrundsverhältnissen, auf die innige Mischung des eigentlichen Feinbodens mit reichem Material an Gesteinsgrus zurückzuführen ist. Man ersieht, wie die Beurteilung der Böden lediglich nach der Kornzusammensetzung des Feinbodens ohne genügende Berücksichtigung des Bodenskelettes (> 2 mm) zu falschen Schlüssen führen würde.

Es bedarf keiner besonderen Ausführung, daß einerseits die Sandböden wegen ihrer Nährstoffarmut, ihrer geringen Wasserführung und der damit verbundenen Gefahr des Austrocknens, andererseits die Tonböden wegen ihrer meist schlechten Krümelung, ihrer mangelhaften Durchlüftung, die ein gesundes Bakterienleben unterbindet, und ihrer Neigung zu starker Nässe den Lehm- und Staubböden, die alle günstigen physikalischen Eigenschaften in einem für die Pflanzen optimalen Maße besitzen, an Wert zurückstehen.

b) Die Hygroskopizität der Böden.

Eine wertvolle Ergänzung der Korngrößenbestimmung, sowie der später zu besprechenden, auf chemischem Wege erfolgenden Bestimmung der sogenannten Bodenkolloide bedeutet die Ermittlung der Hygroskopizität der Böden. Man versteht darunter nach RODEWALD-MITSCHERLICH diejenige Wassermenge, welche die Bodenoberfläche gerade mit einer Molekülschicht Wasser bedeckt. Wie diese weiterhin zeigt, ist diese Größe der Gesamtoberfläche (= Summe der Oberflächen der einzelnen festen Bodenpartikeln) proportional, so daß uns deren Bestimmung ein Maß für letztere ergibt. Die Bodenoberfläche wiederum kann uns als Maßstab für den Kolloidgehalt eines Bodens dienen, da ja die Kolloide des Bodens — die im Boden vorhandenen Substanzen von äußerster Feinheit — mit ihrer ungeheuren Oberfläche in erster Linie die Größe der Gesamtoberfläche bedingen.

Von größter Wichtigkeit sind diese für den Wasserhaushalt der Böden, für die Absorption der Nährstoffe und deren Umsetzung, also indirekt für das Gedeihen der Pflanze.

Es ist verständlich, daß Böden mit sehr hoher Hygroskopizität, also großem Kolloidgehalt, wie Ton- und Humusböden, ebenso wie solche mit sehr niedriger Hygroskopizität, wie Sandböden, zur landwirtschaftlichen Kultur sich weniger eignen, so daß auch hier — analog den Verhältnissen bei der Korngröße — Böden mit mittleren Werten der Vorzug gebührt. Endlich kann ein Sandboden bei hohem Humusgehalt die Hygroskopizität eines Lehm- oder selbst Tonbodens aufweisen, ohne daß damit gesagt wäre, daß diese einander gleichwertig sind. Nur unter Berücksichtigung genannter Faktoren lassen sich Hygroskopizitätsmessungen richtig auswerten.

Unsere Bestimmungen zeigen, daß mit abnehmender Korngröße die Hygroskopizität keineswegs immer steigt. Strenge Proportionalität zwischen den Mengen an tonigen Bestandteilen und den Hygroskopizitätswerten kann auch aus theoretischen Gründen — Verschiedenheit der physikalischen Struktur und der chemischen Natur der feinsten Teilchen — nicht erwartet werden. Vornehmlich ist es jedoch der schwankende Humusgehalt der Proben, der die genannten Werte stark beeinflußt, weshalb dieser durch die Glühverlustmethode annähernd genau bestimmt wurde.

Vom Standpunkt der Hygroskopizität aus betrachtet, wären die Böden Nr. 1, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10 und 11, unter Berücksichtigung des Humusfaktors, in physi-

kalischer Hinsicht, ziemlich gleich zu bewerten. Die Werte sind, offenbar infolge des Humusgehaltes, relativ hoch, so daß man geneigt wäre, auf bessere, etwa lehmige Bodenarten zu schließen, was tatsächlich nur bei der Hälfte davon zutrifft. Durch die Hygroskopizität gut charakterisiert scheinen dagegen die Böden Nr. 12—15, die hiernach weniger als tonige denn (dem wirklichen Verhalten entsprechender) als strenge Lehmböden anzusprechen wären. Sehr hohe Werte zeigen die Proben Nr. 2 und 4, die nur zum Teil durch die Humusbeimengung erklärt werden können. Indes vermag die geringe Zahl der angeführten Beispiele die Frage nicht zu entscheiden, inwieweit der Charakter des verwitternden sauren oder basischen Gesteins den Hygroskopizitätswert zu beeinflussen vermag. Jedenfalls ist ersichtlich, daß sich Schlämmethode und Hygroskopizitätsbestimmung gegenseitig ergänzen und nur die Kombination beider Methoden uns eine richtige Vorstellung über die physikalischen Bodenverhältnisse zu geben vermag.

2. Die chemische Untersuchung der Böden.

Die mechanisch-physikalische Bodenanalyse kann uns, so wertvoll sie für die Beurteilung der physikalischen Eigenschaften ist, über die chemische Natur eines Bodens keinen Aufschluß geben. Höchstens läßt sich — doch gibt es auch Ausnahmen — im allgemeinen sagen, daß Böden mit höherem Tongehalt auch nährstoffreicher sind, da die kolloiden Bestandteile des Bodens die hauptsächlichsten Träger der Nährstoffe sind.

Um einen Einblick in die Art des Verwitterungsvorganges, den derzeitigen Verwitterungszustand sowie in die Nährstoffverhältnisse der Böden zu gewinnen, wurden daher nach einem Vorschlag von GANSSSEN¹⁾ die in starker Salzsäure löslichen Bestandteile bestimmt und aus den gefundenen Prozentzahlen an Kieselsäure, Tonerde, Kalk, Magnesia und Alkalien durch Division mit dem entsprechenden Molekulargewicht das sogen. Molekularverhältnis berechnet. Zu diesem Zweck wurden je 10 g Feinboden mit 200 ccm 20% iger Salzsäure²⁾ (mit konst. Siedepunkt) genau eine Stunde über freier Flamme gekocht. Die hiebei aus den zersetzbaren Silikaten abgeschiedene Kieselsäure wurde durch 5 Minuten langes Schütteln mit einer Kalilauge $s = 1.04$ bei 55° gelöst (Wiederholung der Operation) und mitbestimmt.

Maßgebend ist nach GANSSSEN das Verhältnis der Zahl der Moleküle Kieselsäure (SiO_2) : Moleküle Tonerde (Al_2O_3) : Summe der Moleküle Basen (CaO , MgO , K_2O , Na_2O). Die den Säuren (P_2O_5 , CO_2 , SO_3 , Cl) äquivalenten Mengen an Basen werden dabei von der Summe der Basen in Abzug gebracht. Nach der Theorie von GANSSSEN ist dieses Verhältnis, sofern sich die Gele der Kieselsäure und Tonerde im Absorptionsmaximum befinden (kolloidchemisch gesprochen) 3 (oder > 3) : 1 : 1 . Solche Böden befinden sich im neutralen Zustande. Bei absorptiv ungesättigten, sauren Böden ist dieses Verhältnis 3 (oder > 3) : 1 : < 1 , bei alkalischen Böden 3 (oder > 3) : 1 : > 1 ; ist die Zahl der Mole Kieselsäure < 3 und gleichzeitig der Basen < 1 , so liegt erst dann ein saurer Boden vor, wenn sich bei Ausschaltung der nicht an 3 Mole Kieselsäure gebundenen Tonerde ein Verhältnis $3 : 1 : < 1$ ergibt, da nur die an 3 Mole Kieselsäure gebundene Tonerde absorptiv wirksam ist. Dieser letzte Fall liegt bei den meisten der angeführten Proben vor, von denen nur die typischen analysiert wurden.

¹⁾ Internat. Mitt. f. Bodenkunde 1913 S. 529—571.

²⁾ GANSSSEN verwendet konzentrierte Salzsäure und erhitzt drei Stunden auf dem Wasserbade.

Ergebnisse der mechanisch-physikalischen

Nr.	Fundort	Formation	Steine in % des Gesamtbodens	in % der Feinerde				Hygroskopizität	Humusgehalt in %
				Grobsand 0.1—0.2 mm	Feinsand 0.05 bis 0.1 mm	Staub 0.01 bis 0.05 mm	Toniges < 0.01 mm		
1	Wustuben	Porphy	9.3	33.6	11.4	17.1	37.9	4.55	2.9
2	Rützenreuth	Diabas	16.6	17.4	13.0	27.4	42.2	10.78	6.9
3	Schlopp	Diabastuff	18.7	21.6	10.2	26.2	42.0	4.94	4.4
4	Schlopp	Diabastuff	11.3	33.4	13.0	17.6	36.0	7.21	4.0
5	Waldhermes	Biotitgneis	3.9	17.6	12.2	27.0	43.2	4.06	2.8
6	Elbersreuth	Mittelkambrischer Schiefer	29.3	28.0	7.4	19.2	45.4	5.30	4.9
7	Gottmannsgrün	Mittelkambrischer Platten-sandstein	21.3	12.6	16.8	25.6	45.0	4.10	2.6
8	Bischofsmühle	Kulmischer Tonschiefer	30.0	12.0	3.8	26.2	58.0	4.56	3.0
9	Ascherebene	Obersilurischer Kiesel-schiefer	22.5	22.1	7.0	21.8	49.1	5.55	n. b.
10	Distrikt Döbraberg	Kulmische Grauwacke	13.3	18.2	3.6	21.4	56.8	4.73	2.7
11	Distrikt Döbraberg	Kulmischer Schiefer	15.9	12.4	3.8	25.5	58.3	4.62	3.6
12	Höllhügel	Kulmische Grauwacke	9.3	5.2	4.4	23.0	67.4	6.18	2.8
13	Rauenberg	Obersilurischer Kiesel-schiefer	29.4	13.2	3.0	15.0	68.8	6.31	2.1
14	Rauenberg	Mittelkambrischer Schiefer	14.8	10.6	3.0	17.2	69.2	7.32	3.0
15	Amselgrund	Kulmischer Tonschiefer	39.5	9.4	1.4	17.4	71.8	7.22	2.5

und chemischen Untersuchung.

in % der Feinerde								Summe der lösl. Bestandteile	ccm n/10 NaOH pro 100 g Boden.	dz CaCO ₃ pro ha	Molekularverhältnis	Klassifikation
in 20%iger HCl lösliche Bestandteile												
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅					
6.35	3.73	1.53	0.10	0.49	0.19	0.26	0.04	12.69	76.2	114.3	2.82 : 1 : 0.33 ¹⁾ bzw. 3 : 1 : 0.35	Sandig-tonig- lehm. Boden
20.96	9.24	10.66	2.49	6.95	0.28	0.18	0.08	50.84	11.0	16.5	3.84 : 1 : 2.44	Feinsandiger Lehm
5.70	5.82	7.78	0.70	1.28	0.52	0.21	0.49	22.50	13.5	20.2	1.66 : 1 : 0.75 bzw. 3 : 1 : 1.36	Feinsandiger Lehm
nicht bestimmt									39.7	59.6	—	Sandig-tonig- lehm. Boden
6.38	4.87	4.66	0.16	0.71	0.13	0.14	0.08	17.13	16.5	24.7	2.17 : 1 : 0.47 bzw. 3 : 1 : 0.66	Lehmboden
6.77	3.87	5.48	0.09	0.11	0.33	0.12	—	16.77	28.0	42.0	2.96 : 1 : 0.26 bzw. 3 : 1 : 0.26	Tonig-lehmig- sand. Boden
3.60	2.18	3.54	0.12	0.11	0.32	0.09	0.13	10.09	15.5	23.2	2.80 : 1 : 0.33 bzw. 3 : 1 : 0.35	Lehmboden
6.33	4.60	5.38	—	0.81	0.33	0.18	0.10	17.73	45.0	67.5	2.32 : 1 : 0.54 bzw. 3 : 1 : 0.70	Tonig-lehmig. Boden
3.22	3.04	5.94	—	0.29	0.18	0.09	0.13	13.06 ¹⁾	69.5	104.2	1.79 : 1 : 0.20 bzw. 3 : 1 : 0.31	Lehmboden
6.74	5.17	6.15	—	0.52	0.29	0.16	—	19.03	57.0	85.5	2.21 : 1 : 0.37 bzw. 3 : 1 : 0.50	Tonig-lehmig. Boden
nicht bestimmt									65.0	97.5	—	Tonig-lehmig. Boden
" "									118.0	177.0	—	Toniger Boden
" "									51.0	76.5	—	Toniger Boden
" "									84.0	126.0	—	Stark toniger Boden
8.09	6.78	6.43	—	0.60	0.32	0.14	0.15	22.51	76.0	114.0	2.02 : 1 : 0.26 bzw. 3 : 1 : 0.39.	Tonboden

1) incl. 0,17% SO₃.

2) d. h. nach Ausschaltung der nicht an 3 Mole Kieselsäure gebundenen Tonerde.

Bei allen Proben mit Ausnahme von Nr. 2 ist die Verhältniszahl der Mole Kieselsäure wie auch der Mole Basen < 3 bzw. < 1 . Nach GANSEN ergibt sich hieraus, daß unter dem Einfluß der hydrolysierenden Wirkung des Wassers und dem Einfluß der Kohlensäure eine weitgehende Zersetzung der zeolithischen Silikate der Böden bei mehr oder weniger starker Auswaschung der Basen und teilweiser Wegführung der Kieselsäure stattgefunden hat, eine Erscheinung, die bei humidem Klima und durchlässigem Untergrund, der ja auch hier vorhanden, ganz den Erwartungen entspricht. Soweit sich nach Ausschaltung der überschüssigen Tonerde ein Verhältnis $3:1 < 1$ ergibt, müssen die gleichen Böden (eine Ausnahme bildet demnach Nr. 3) als absorptiv ungesättigt bezeichnet werden und lassen somit Azidität erwarten. Weiterhin ist nach GANSEN anzunehmen, daß die Nährstoffbasen infolge der bereits stark vorgeschrittenen Auslaugung nur mehr schwer an die Bodenlösung abgegeben werden, um von den Pflanzenwurzeln aufgenommen zu werden. Eine gewisse Nährstoffarmut ist also die Folge. Auch für die Löslichkeit der Phosphorsäure dürften ungesättigte Kolloide ungünstig sein. Da endlich die Stickstoffabsorption eines Bodens im allgemeinen mit dem größeren oder geringeren Gehalt an zeolithischen Silikaten steigt bzw. fällt, so ist bei den vorliegenden Böden auf ein geringes Stickstoffabsorptionsvermögen zu schließen.

Wie die Summen der salzsäurelöslichen Bestandteile, also roh ausgedrückt, der zeolithischen Silikate, zeigen, ist die Mehrzahl der Böden arm an Verwitterungsprodukten; sie schwanken zwischen ca. 10% und 20% der Feinerde; Böden mit mehr als 20% könnte man als gut verwittert bezeichnen; sehr stark verwittert mit etwa 50% löslichen Bestandteilen ist der Diabasboden. Daß es nicht auf die Summe der zeolithischen Anteile allein ankommt, sondern mehr auf das Molekularverhältnis, scheint ein Vergleich der Böden Nr. 3 und Nr. 15 zu lehren. Hiernach liegt im ersteren Falle ein schwach alkalischer, im letzteren Falle ein saurer Boden vor.

Die Böden auf Diabas und Diabastuff erweisen sich nach dem Molekularverhältnis als stark bzw. schwach alkalisch; der basische Charakter des Grundgesteins hat sich also auch im Boden noch erhalten. Schädliche Wirkungen der Alkalinität des Diabasbodens etwa infolge Bildung alkalischer, die Bodenstruktur ungünstig beeinflussender Lösungen sind nicht zu befürchten, da das alkalische Verhältnis vorwiegend durch Kalk und Magnesia bedingt wird und weiterhin, wie nachgewiesen wurde, dieser Boden von einer Rohhumusschicht überlagert ist.

Anschließend soll die Frage beantwortet werden, ob die nach dem Molekularverhältnis als sauer bezeichneten Böden auch wirklich Bodensäure aufweisen, bzw. die als neutral bzw. alkalisch befundenen Böden hievon frei sind. Zu diesem Zwecke wurde nach dem üblichen Verfahren von DAIKUHARA die Austauschazidität der Böden bestimmt. Wie die Tabelle zeigt, sind diese sämtliche mehr oder weniger stark sauer. Die Azidität des Diabasbodens, die ja zunächst nicht erwartet wird, erklärt sich aus der Beimengung saurer Humusstoffe (s. oben!). Wahrscheinlich sind letztere auch für die Azidität der Böden des Diabastuffs verantwortlich zu machen. Man sieht, daß auch schwerere Bodenarten einer starken Versäuerung zugänglich sind. Engere Beziehungen zwischen Molekularverhältnis und Austauschazidität sind nicht ersichtlich.

Unter Zugrundelegung einer Krumentiefe von 2 dm und eines Volumengewichtes = 1.5 wurden dann die pro ha zur Neutralisation der Bodensäure nötigen Mengen an kohlenurem Kalk berechnet. Da in der Praxis erst die dreifachen der so berechneten Mengen für ausreichend angenommen werden, so ergeben sich ge-

waltige Kalkmengen, die natürlich nur in angemessenen Abständen (etwa alle 2 bis 3 Jahre) gegeben werden dürfen. (Für Waldböden kommt die Kalkdüngung überhaupt nicht in Frage.) Gleichzeitig ist dann für eine reichliche Kalidüngung zu sorgen, da eine starke Kalkung bekanntlich eine Verarmung des Bodens an Kali hervorruft.

Über den Nährstoffgehalt der Böden ist noch folgendes zu sagen: Keine der Proben enthält kohlen-sauren Kalk, selbst nicht die sonst nährstoffreichen Böden des Diabas und Diabastuffs; dagegen ist ihr Gehalt an salzsäurelöslichem Kalk (und Magnesia) sehr beträchtlich. Die übrigen Böden sind an Kalk fast gänzlich verarmt, während sich die Magnesia gegen die Auswaschung weitaus widerstandsfähiger gezeigt hat.

Der Kaligehalt der Böden Nr. 1, 5 und 9 ist als mäßig, der Böden Nr. 2, 6, 7, 8, 10, 15 als gut, der Probe 3 als sehr reich zu bezeichnen. Wie schon erwähnt, geben saure Böden ihre Basen nur schwer an die Bodenlösung ab.

Der Phosphorsäuregehalt der Böden ist meistens gut zu nennen. Im Hinblick auf die saure Reaktion der Böden sind hier die kalkreicheren Phosphorsäuredünger, wie Thomasmehl, Rhenaniaphosphat, auch Knochenmehl empfehlenswert.

Es muß hervorgehoben werden, daß bei der Übertragung vorstehender Ergebnisse auf gleichgeartete Böden, die räumlich weit auseinander liegen, größte Vorsicht am Platze ist, da bekanntlich örtliche Unterschiede — geringe Verschiedenheiten im Grundgestein, in klimatischer Hinsicht, in der Neigung des Geländes — beträchtliche Unterschiede im Charakter der gleichen Bodenart zur Folge haben können. Dies ist besonders hinsichtlich der Azidität zu beachten, da diese in weiten Grenzen schwanken kann.

Zusammenfassung.

Aus den obigen Untersuchungen geht deutlich hervor, daß die im genannten Gebiete vorkommenden Bodenarten großenteils eine nur geringe Ertragsfähigkeit erwarten lassen. Die wichtigste Ursache liegt darin, daß die dort vorherrschenden Gesteine stark sauren Charakter zeigen und demzufolge Böden liefern, die zu hoher Versäuerung neigen. Ihre Kultur ermöglicht nur dann lohnende Erträge, wenn der Landwirt einen großen Aufwand an Arbeit und Kapital, besonders mit Rücksicht auf den starken Bedarf an Kalk und anderer Düngemittel, in keiner Weise scheut.

Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
1. Klassifikation und physikalische Eigenschaften der Böden	39—41
a) Die Korngröße	39—40
b) Die Hygroskopizität der Böden	40—41
2. Die chemische Untersuchung der Böden	41—45
Ergebnisse der mechanisch-physikalischen und chemischen Untersuchung	42—43
Zusammenfassung	45



Beobachtungen in der nächsten Umgebung von Lichtenfels.

Von

M. Abend.

Mit einem Kärtchen.

Im nachfolgenden sollen einige Ergänzungen zur „Geognostischen Karte des Königreichs Bayern“, III. Abteilung Blatt Kronach 1:100 000, besprochen werden.

I.

Am Westrand des topographischen Atlasblattes 1:50 000, Nr. 13 Lichtenfels-Ost, erhebt sich in ca. $2\frac{1}{4}$ km Entfernung vom Lichtenfelser Marktplatz im NW eine Rhätkuppe „der Herberg“, welcher den auf dem topographischen Atlasblatt angegebenen Aussichtsturm trägt.

Der Berg baut sich auf aus den Schichten: 1. Rhät, 2. Zancledonletten, 3. Oberer Bursandstein, 4. Dolomitische Arkose.

An der SW.-Abdachung, gegen das Maintal zu, sind in den Berg einige zum Teil tiefe, schluchtartige Mulden eingeschnitten, von welchen diejenige, welche ungefähr in der gleichen Breite liegt wie die Mainbrücke P. 262, am NW.-Ausgang von Lichtenfels, besonders interessiert.

Steigt man am NE.-Gehänge dieser Mulde bergan, so durchwandert man der Reihe nach die vorstehend angegebenen Schichten. Geht man den Weg wieder zurück bis zu der von Lichtenfels nach Kösten führenden Straße, und steigt den am SW.-Hang emporführenden Kirchenweg nach Schönsreuth hinauf, so findet man — es liegt zwischen beiden Hängen nur die schmale Mulde — als Basisschicht grellrote Zancledonletten. Hier zeigte sich bis vor kurzem ein Bänkchen mit der sonst bei uns nicht häufig aufgeschlossenen Zancledonbrekzie. Durch Wegverbesserung wurde dieser Aufschluß leider gänzlich beseitigt. Die Mulde streicht bald nach oben aus, und noch ehe man die Höhe erreicht hat, befindet man sich im Rhät, welches über den ganzen Rücken hinweg nach SW. aushält, bis es im Tälchen des Köstener Baches an die „Lichtenfelser Spalte“ GÜMBELS angrenzt.

Der Herberg hat die Höhe P. 397 = Rhät. — Am Kirchenweg Schönsreuth—Lichtenfels ist ein trigonometrischer Punkt P. 324.3 = Rhät. — Weiter SW. und näher dem Main hat ein Steinbruch 283.0 m = Rhät. — In Kösten reicht das Rhät bis zur Mainaue in Höhe von ca. 264 = Rhät.

Aus diesen Verhältnissen läßt sich schließen, daß durch die erwähnte Mulde eine Störung (vielleicht Staffelbruch) ungefähr parallel der Lichtenfelser Spalte laufen

muß und weiter, daß der abgesunkene SW.-Flügel eine Schleppung erlitten hat (oder Kippung), nachdem im SW. das Rhät in immer tieferes Niveau herabgeht.

Soviel zunächst über die Verhältnisse NW. des Mains. Durch das Maintal selbst, den Lichtenfelser Bahnhof und die Stadt Lichtenfels ist natürlich nichts zu beobachten, günstiger gestalten sich die Verhältnisse sofort außerhalb des Mauerrings vom Städtchen.

Hier erhebt sich südlich der alten Stadtmauer der Burgberg in Höhe 307, also 45 m über dem Bahnhofplatz (262 m). An seiner Nordseite ist der Burgberg von dem Hügel, welcher einen Teil der Altstadt von Lichtenfels trägt, durch eine tiefe Mulde getrennt, welche erst an der Straße nach Langheim etwas NW. des Anfangsbuchstabens „G“ der Flurbezeichnung Goldberg in einen Sattel in ca. 290 m Höhe ausläuft. Die Hänge des, den Ostrand dieser Mulde bildenden Goldbergs bestehen aus Arkose (kp 7). (Die Geologische Karte 1 : 100 000 zeigt irrig kp 8.) Der Westhang dieser Mulde, welchen der Burgberg bildet, besteht aus Zancledonletten mit einer Rhätkappe. Der NW.- und SW.-Hang zeigen vom höchsten Punkt P. 307 bis hinab ins Leuchsenbuchtälchen (in Höhe von ca. 263), also bis an GÜMBELS Lichtenfelser Spalte durchaus Rhät. An der Fuhre vom Burgberger Kriegerdenkmal zur St. Jakobskapelle ist ein kleiner Aufschluß in etwa 280—270 m, welcher einen feinkörnigen Sandstein aufweist, der schon an Übergänge zum Angulatensandstein erinnert.

Vergleicht man diese Verhältnisse mit denjenigen bei Kösten, so wird man eine starke Ähnlichkeit beider schwerlich von der Hand weisen können.

Verfolgt man die Fahrstraße nach Langheim vom vorerwähnten Sattel in Höhenlage 290 weiter bis über den Horbhof hinaus, so erreicht man nach etwa 2,5 km, vom Lichtenfelser Marktplatz aus gerechnet, eine Stelle, wo von SW. her in den die Talsohle durchfließenden Leuchsenbach ein Bächlein ohne Namen einmündet; nahe bei der Stelle befindet sich im Atlasblatt ein Haus verzeichnet mit dem Namen „Stein“. Vom Haus fällt das Leuchsenufer fast senkrecht zum Wasserspiegel (einige Meter) und zeigt dort an schwer zugänglicher Stelle durch Erosion freigelegte Burgsandsteinfelsen (kp 8); in gleicher Höhenlage finden sich am Krappenberggehänge etwa 50—60 m NE. von diesem Aufschluß weiße weiche Sandsteine der Arkose, über welchen sich regelmäßig die höheren Schichten am Krappenberg weiter aufbauen.

Die Störung läßt sich also auch hier verfolgen und zwar verläuft sie im allgemeinen wieder parallel mit der Lichtenfelser Spalte GÜMBELS.

Bei dieser Gelegenheit möge gleich darauf aufmerksam gemacht werden, daß die Kartierung am Krappenberg nicht ganz stimmen kann, die Geologische Karte 1 : 100 000 zeigt am NE.-Ausgang von Lichtenfels zwischen Eisenbahn und der Straße nach Kronach Arkose, was ganz richtig ist; von der Straße gegen das Krappenberggehänge ist Oberer Burgsandstein (kp 8) kartiert, während hier doch die Arkose bis ca. 315 m hinaufreicht; die Straße verläuft in Höhe von ca. 275 m. Gerade in hiesiger Gegend und in Richtung Coburg geht diese Schicht sehr hoch hinauf (im Lichtenfelser Forst z. B. auf über 350 m, vgl. GÜMBELS Karte 1 : 100 000 im Lichtenfelser Forst, Abteilung „Himmelsleiter“, ca. 8 km nördlich Kösten 1218 Fuß = 356 m. Die Stelle liegt wirklich in der Arkose.) Also am Krappenberggehänge wäre ein Streifen aus kp 8 an kp 7 zu übertragen, sowohl längs der Straße nach Kronach wie derjenigen nach Langheim. Hier ein Beweis: NE. vom bereits genannten Einzelhaus „Stein“ leitet eine ziemlich gerade bergaufwärts verlaufende Waldfuhre von der Langheimer Straße aus ca. 280 m zur Hochfläche des Krappenbergs, welche dort mit 440 cotiert. Die Gesamthöhendifferenz, die mehrmals durch Nivellement sowohl

wie mit Aneroid (BOHNE, Nivellierbarometer 13 c/m Meßbereich 0—1000 m) ermittelt und nachgeprüft wurde, beträgt mithin 160 m. Davon entfallen auf: Angulatschichten 4 m höchstens, auf Rhät 25 m, auf Zancledonletten 51 m, zusammen 80 m, es verbleiben mithin für den Oberen Burgsandstein (kp 8) weitere 80 m, eine Mächtigkeit, welche diese Schicht nicht besitzt.

Eine neuerdings vorgenommene Begehung der genannten Fuhre, welche ein annehmbares Profil ergibt, zeigte folgende Mächtigkeiten: Angulatschichten höchstens 4 m, Rhät 25 m, Zancledonletten (kp 9) 51 m, Oberer Burgsandstein (kp 8) 47 m, Mittlerer Burgsandstein (Arkose) (kp 7) 33 m, zusammen 160 m.

Es ist ja möglich, daß sich zwischen den Mächtigkeiten der einzelnen vorgenannten Schichten kleine Verschiebungen von wenigen Metern ergeben könnten, am Resultat würden sie aber keine erhebliche Änderung bewirken.

Soviel zum Nachweis des der Lichtenfelser Spalte GÜMBELS parallel laufenden Sprunges; seine Sprunghöhe mag 40—45 m betragen.

In der Karte ist diese Störung, soweit sie zu beobachten ist, mit voller Linie ausgezogen, mit Strichen, welche auf den abgesunkenen Flügel verweisen. Wo die Beobachtung unmöglich, ist die Linie gestrichelt. Eine einzige Ausnahme bildet der Fuß des Burgberges bei Lichtenfels, hier wurde trotz guter Beobachtungsmöglichkeit gestrichelt, um nicht die schon vorher eingezeichneten Signaturen für kp 7 und kp 9 durchkreuzen zu müssen.

Auf der Geologischen Karte 1:100 000 trägt der Burgberg noch einen kleinen Fleck Angulatsandstein; der betreffende Steinbruch ist seit ca. 40 Jahren Acker, es ist nichts mehr zu finden; daß seinerzeit Cardinien gefunden worden sind, ist sehr wahrscheinlich, da sie, wenn auch vereinzelt, auf den meisten Rhätschollen der näheren Umgebung vorkommen.

II.

Das Gebiet beiderseits der Lichtenfelser Spalte GÜMBELS zwischen der Eisenbahnlinie (Ludwigs-Süd-Nordbahn) und dem Bächlein, welches beim Hause „Stein“ von SW. her in den Leuchsenbach mündet.

Von der Leuchsenbachbrücke an der Staatsstraße Lichtenfels—Staffelstein verläuft die Spalte im Tälchen des genannten Baches bis etwa zum „B“ des Ortsnamens Burgberg (im topographischen Atlasblatt Nr. 13 Lichtenfels-Ost).

Am Burgberggehänge grenzt der NE.-Flügel der Verwerfung mit dem Rhät an diese; der SW.-Flügel erhebt sich vom Leuchsenbach leicht ansteigend zur Höhe P. 275, die in der Karte vermerkt ist. Hier findet man ab und zu Kalkstücke an dem dem Leuchsenbach zugekehrten Hang, welche ihrem ganzen Habitus nach zu Lias γ gehören dürften. Die gleichen Kalkstücke fanden sich längs des Weges, welcher parallel zur Staatsstraße nach Staffelstein zwischen dieser und dem Cotenpunkt 275 (200 m westlich desselben) von NE. nach SW. führt. Dort hatte vor ca. 15 Jahren das Rupp'sche Sägewerk seinen Zaun erneuert und aus dem Aushub von einer Reihe von Pfostenlöchern konnten die gleichen Gesteine entnommen werden. Auf Äckern, die von P. 275 nach SE. verlaufen, fanden sich ab und zu unbestimmbare Bruchstücke von Belemniten;¹⁾ ein Bruchstück von *Gryphaea cymbium*, oder eine Schale von *Plicatula spinosa* — Sachen, die sonst immer noch am häufigsten vorkommen — konnten leider nicht gefunden werden.

¹⁾ In neuerer Zeit habe ich u. a. daselbst mehrere *Bel. paxillosus* aufgefunden.

Geht man auf der erwähnten Fuhre etwa 50 m weiter gegen Seubelsdorf zu, so steht man mit einem Male in ungefähr derselben Höhenlage im Costatenletten, der sich durch vereinzelt zwischen den Schlacken und Steinen liegenden Geoden verrät (geht man eine Abzweigung zur Staatsstraße hinab, findet sich an einer Böschung sogar ein Aufschluß mit Knollen). Der Weg mündet in eine vom Breiten Rasen zur Staatsstraße leitenden Fuhre.

Ungefähr gegenüber der Einmündung dieser Fuhre in die Staatsstraße wurde im Winter 1924 in den Damm der letzteren hinab zur Wiese gegen die Eisenbahn ein etwa 1 m breiter Aufschluß vorübergehend (Rohrlöschung) geschaffen, der von der Straßenkante bis zur Wiese hinabreichte (ca. 4—5 m), und hier kamen verschiedene Bruchstücke von *Amaltheus margaritatus* mit wohlerhaltenem Perlschnurkiel zum Vorschein. (Exemplare im Besitz des Herrn Hauptlehrers HANS SCHMITT, Lichtenfels.)

Weiterhin gegen Seubelsdorf befindet sich ca. 250 m SE. der Staatsstraße, etwa 600 m von der Lichtenfelser Spalte entfernt, in etwa 273 m Höhe Lias ϵ ganz deutlich in zahllosen Posidonienkalkscherben in den Äckern nachweisbar.

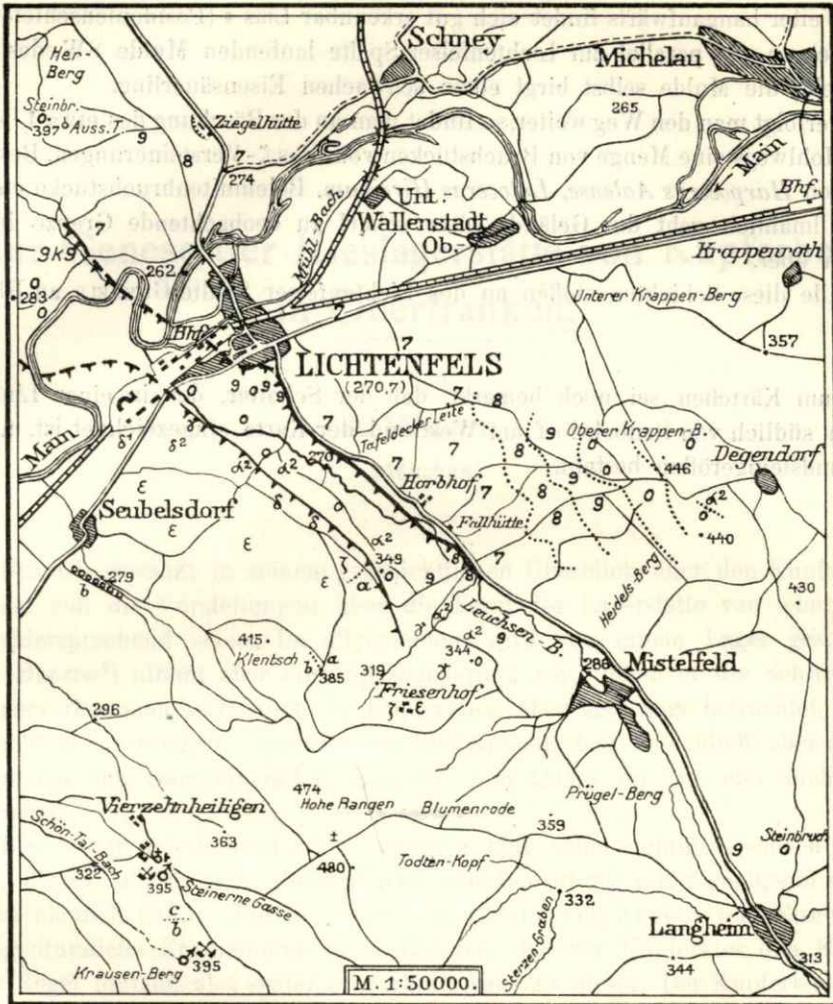
Man hätte also Lias γ auf etwa 270—275 m Höhe, Lias δ^2 (Costaten) etwa 265 bis 275 m, Lias δ^1 (Amalthen) etwa 260—265 m, Lias ϵ (Posidonien-schichten) etwa 273 m Höhe. Sämtliche Vorkommen sind auf dem Atlasblatt 1:50 000 vermerkt. Es zeigt sich auch hier, daß immer jüngere Schichten sich in verhältnismäßig tieferer Lage befinden wie die älteren.

Nun zur zweiten Strecke der Lichtenfelser Spalte, welche sich vom „B“ des Ortsnamens Burgberg bis zur Rhätkuppe P. 349 „Stein“ zeigt (nicht zu verwechseln mit dem am Fuße dieser Kuppe gelegenen Einzelhaus Stein, welches gelegentlich des Staffelbruchs mehrfach erwähnt wurde).

Zwischen den beiden Endbuchstaben des Ortsnamens Burgberg läuft ein von der Langheimer Straße herabkommender Weg; derselbe überschreitet den Leuchsenbach auf einem Steg; ca. 180—200 m in SW. davon entfernt war vor ca. 15 Jahren ein Rhät-sandsteinbruch in Betrieb, der heute eingeebnet als Acker dient. In diesem Bruch wurde damals ein Stück Sandstein mit Cardinien (Angulatensandstein) gefunden. Verfolgt man die Richtung einige wenige Schritte weiter, so stellen sich an der Böschung Scherben von feinkörnigem Sandstein ein, wie sie an der Grenze Rhät/Angulatensandstein (Asteriaschicht) vorzukommen pflegen; leider konnten bisher die sogen. Zopf-wulste noch nicht festgestellt werden.

Geht man zurück zum Ausgangspunkt (Leuchsenbachsteg) und schlägt den nach SE. abzweigenden, zur Flurabteilung „Thiergarten“ führenden Weg ein, so geht es einen 6—8 m hohen lehmigen Hang hinauf und dann auf verhältnismäßig ebener Fuhre in Richtung SE. auf halber Höhe des zum Leuchsenbach abfallenden Gehänges. Hat man die Verebenung erreicht, so finden sich in der berasten bergseitigen Böschung feinkörnige glimmerhaltige Sandsteine mit getüpfelter Verwitterung wie sie für den Angulatensandstein bezeichnend ist; hat man Glück, so kann man auch ein Stück mit Cardinienabdrücken erbeuten. Die Stelle ist in der Karte mit α^2 bezeichnet.

Verfolgt man den späterhin etwas abwärts führenden Weg weiter, so kommt man an einer Reihe von alten Rhätbrüchen vorbei, überschreitet einmal eine Strecke im Zandclodonletten und kommt bei der mächtigen Halde des Rhätbruches von P. 349 zum Stein (Kuppe). Dieser Bruch wurde bis vor einigen Jahren stark ausgebeutet, da das Material zum Umbau der Veste Coburg Verwendung fand. Auf der Kuppe fanden sich gleichfalls Cardinien, wenn auch nur vereinzelt.

**Keuper :**

- 0 = Rät = k
 9 = Zandodonletten = kp9
 8 = Ob. Burgsandstein = kp8
 7 = Dolomit. Arkose = kp7

Lichtenfels-Spalte (n. Gümbel)

Lias.

- ζ = *Aalenis Jurensis-Radiansmergel*
 ε = *Posidonienschiefer*
 δ² = *Costatenletten* δ¹ = *Amaltheentone*
 ♀ = *Numismalmergel*
 β = fehlt
 α³ = *Arietenkalk* selten anstehend
 α² = *Angulatusandstein*

Dogger.

- c = *Sowerbybank*
 b = *Eisensandstein*
 α = *Opalinuston*
 ♀ = *Eisenbergwerk* ✕
 Staffbruch (vermutl. Abend)

Nun eine kurze Übersicht über die besuchten Rhätunkte: Rhät auf der Höhe des Krappenberg ca. 436 m; Rhät auf der Höhe der Kuppe Stein 349 m; Rhät auf der Höhe des Burgbergs bei Lichtenfels 307 m; Rhät am Fuße des Burgbergs 264 m. Soviele über die NE.-Seite der Lichtenfelser Spalte.

Zur Begehung des SW.-Flügels empfiehlt es sich, wieder zum Ausgangspunkt Leuchsenbachsteg am Burgberg zurückzukehren.

Man wendet sich nach SW. auf dem schon zum Teil begangenen Wege, passiert den zum Acker verwandelten Rhätbruch sowie die Asteriasscherben und kommt nach ca. 350 m an eine Wegabzweigung, die nach SE. führt.

Bald zeigen sich an der SE.-Grabenböschung graue Mergel mit Geoden, in denen sich ab und zu jedoch sehr selten ein Bruchstück von *Amaltheus costatus* (REIN) findet.

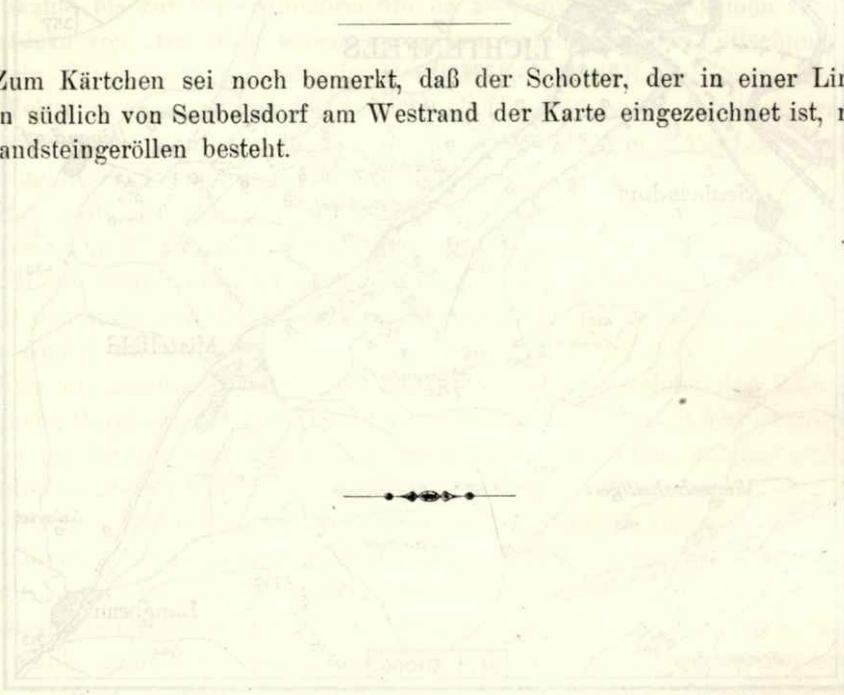
Weiter hangaufwärts findet sich gut erkennbar Lias ε (Posidonienschiefer), der sich auch in die parallel zur Lichtenfelser Spalte laufenden Mulde SW. des Weges hinabzieht, die Mulde selbst birgt einen schwachen Eisensäuerling.

Verfolgt man den Weg weiter, so findet man an der Böschung des etwa 1 1/2 — 2 m tiefen Hohlwegs eine Menge von Bruchstücken von Lias ζ - Versteinerungen. Besonders Reste von *Harpoceras Aalense*, *Lytoceras Hircinum*, Belemnitenbruchstücke etc.

Allmählich geht das Gelände ohne scharf zu beobachtende Grenze in Opalinuston über.

Alle diese Schichten stoßen an der Lichtenfelser Spalte GÜMBELS an Rhät ab.

Zum Kärtchen sei noch bemerkt, daß der Schotter, der in einer Linie von Ringeln südlich von Seubelsdorf am Westrand der Karte eingezeichnet ist, nur aus Eisensandsteingeröllen besteht.



<p>Opalinuston</p> <p>1. Opalinuston (mit <i>Harpoceras</i>)</p> <p>2. Opalinuston (mit <i>Lytoceras</i>)</p> <p>3. Opalinuston (mit Belemniten)</p>	<p>Lias</p> <p>4. Lias ε (Posidonienschiefer)</p> <p>5. Lias ζ (mit <i>Harpoceras Aalense</i> und <i>Lytoceras Hircinum</i>)</p> <p>6. Lias δ</p> <p>7. Lias γ</p> <p>8. Lias β</p> <p>9. Lias α</p>	<p>Rhät</p> <p>10. Rhät (mit <i>Belemniten</i>)</p> <p>11. Rhät (mit <i>Harpoceras</i>)</p> <p>12. Rhät (mit <i>Lytoceras</i>)</p>
---	---	---

Die Karte zeigt die geologische Struktur der Gegend um Lichtenfels. Die Schichten sind von oben nach unten: Opalinuston, Lias (α bis ε) und Rhät. Die Lias ε-Schicht ist als Posidonienschiefer bezeichnet. Die Lias ζ-Schicht enthält die erwähnten Fossilien. Die Rhät-Schicht ist ebenfalls fossilführend. Die Karte ist mit einem Koordinatengitter versehen, das die genaue Lage der Beobachtungspunkte ermöglicht. Die geologische Spalte Gumbels ist als eine wichtige geologische Grenze markiert.

Zur Genese der Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken.

Von
A. Wurm,
München.

BRAND¹⁾ erwähnt in seinem geschichtlichen Überblick über den Kupferberger Bergbau, daß die Vorstellungen über die Form der Lagerstätte von jeher unklar und widersprechend seien. Im allgemeinen wird von einem Lager gesprochen. Schon HERZOG²⁾ nimmt aber eine Spezialisierung vor, indem er die Schwefelkiese als Lagervorkommen bezeichnet, die Kupferkiese aber als Gänge betrachtet. GÜMBEL hält an dem lagerartigen Charakter des Vorkommens fest, er schließt aber aus dem Vorkommen von Gangmineralien, Kalkspat und Quarz im Erz, daß auch Gänge vorkommen.

BRAND hat am Stehenden St. Veitgang eine sehr wichtige Beobachtung gemacht, die er allerdings in ihrer allgemeinen Bedeutung nicht genügend würdigt. Er sagt nämlich S. 85: „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 Zügen und Linsen verstreut vor, durchsetzt aber auch in Form von mehreren Zentimetern breiten Streifen als sekundäre Trümer das Kieslager.“ Der Kupferkies ist also eine jüngere Zementation im Schwefelkies.

Bei der Besprechung des Schwefelkieslagerganges im „Franz-Ludwig-Grubengebäude“ unterscheidet BRAND zwei Kiesgenerationen, eine ältere als Imprägnation im Schiefer, und eine jüngere, die an „aplitische Gänge“ und „oft fingerdicke Kalkspatschnüre“ gebunden ist. BRAND bringt die ältere Kiesgeneration mit den mächtigen Diabasdurchbrüchen in Verbindung, die ganz in der Nähe der erzführenden Zone den Rand des alten Gebirges begleiten, die jüngere Kiesgeneration bringt er mit späteren granitischen Eruptionen in Zusammenhang und zwar mit granitischen Schmelzflüssen, die der Münchberger Gneismasse entstammen.

In dieser Vorstellung kann ich BRAND nicht folgen, sie steht in mehreren Punkten mit neueren Ergebnissen in Widerspruch, die durch die fortschreitende Kartierung in der Umrandung der Münchberger Gneismasse gewonnen wurden. Die Kupferberger Diabasformation ist stratigraphisch mit einer Grau-Rot- und Grün-

¹⁾ Die Kupfererzlagerstätte bei Kupferberg in Oberfranken mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zur Münchberger Gneismasse. Geogn. Jahresh. 34. Jahrg. 1921, S. 1—102.

²⁾ Bericht des Schichtmeisters und Rechnungsstellers der Concordia-Gewerkschaft, JOH. BLASTUS HERZOG vom Jahre 1805 (nach BRAND zitiert).

schieferserie verbunden, die nach neueren Fossilfunden in der Gegend von Naila mit größter Wahrscheinlichkeit mittelkambrisches Alter besitzt. Bei den Diabasen handelt es sich weit vorherrschend um effusive Bildungen, also Laven, auch Tuffe und Brekzien kommen vor. Die Eruption der Diabase fällt demnach in das Mittelkambrium. Wenn wir eine Kiesgeneration mit den Diabasen in Zusammenhang bringen, so würden diese Erze im Mittelkambrium zur Abscheidung gekommen sein. Es folgt dann ein unendlich langer zeitlicher Hiatus, über die Lagerstätte geht im Oberkarbon eine gewaltige Faltung hinweg, die Lagerstätte wird zerstückelt und von ihrem ursprünglichen Absatzgebiet verlagert. Erst im höheren Oberkarbon dringen granitische Schmelzflüsse empor und an diese erst schließt sich das Aufsteigen der Erzlösungen der zweiten Generation an. Schon der gewaltige zeitliche Hiatus der beiden Erzgenerationen ist unwahrscheinlich, eine weitere tektonische Überlegung zeigt, daß diese Vorstellung nicht haltbar ist.

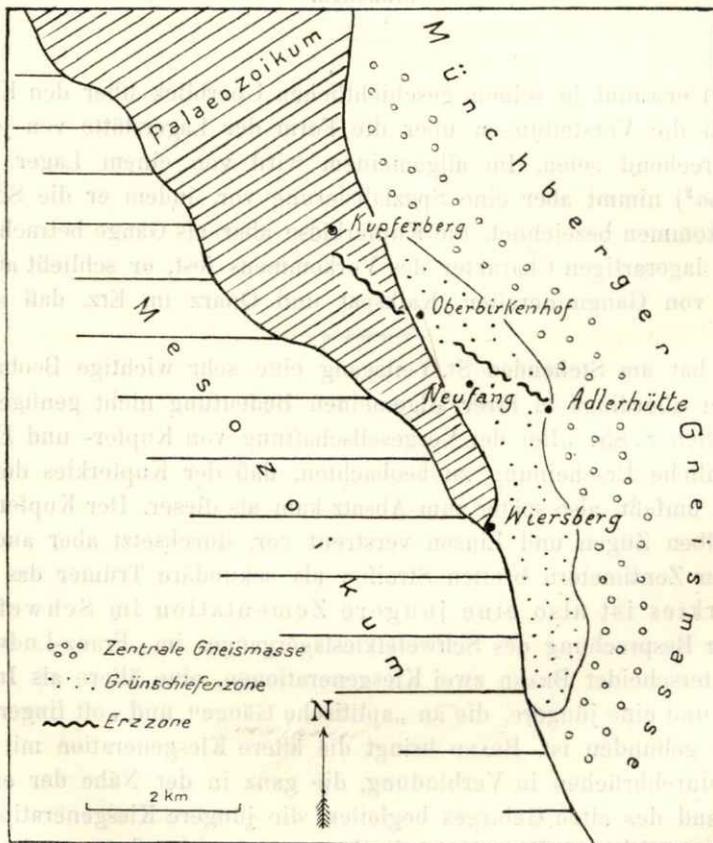


Abb. 1.

Die Kupferberger Erzzone läßt sich von Kupferberg über Neufang bis zur Adlerhütte bei Wiersberg verfolgen (vgl. Abb. 1). An der Einheitlichkeit und Zusammengehörigkeit dieser Erzzone, das hebt auch BRAND hervor, kann kein Zweifel bestehen. Bei Kupferberg und südlich davon setzen die Erze in mittelkambrischem Schiefer auf, bei Neufang im Hornblendeschiefer, bei der Adlerhütte im Phyllit der sogen. Grünschieferzone der Gneismasse. Die mittelkambrischen Schiefer gehören der paläozoischen Serie des Frankenwaldes an. Hornblendeschiefer und Phyllite gehören zur Münchberger Gneismasse. Paläozoische Schiefer einerseits, die Ge-

steine der Gneismasse andererseits bilden zwei verschiedene tektonische Einheiten, die durch gewaltige tektonische Störungen, Überschiebungen, voneinander getrennt sind. Ihre heutigen Lagebeziehungen zueinander haben sie erst durch die gebirgsbildenden Bewegungen erlangt. Beide tektonische Einheiten werden aber von der Erzzone durchsetzt, die Erzzone verschweißt gewissermaßen die beiden tektonischen Einheiten miteinander. Die Erzzone selbst muß also jünger sein als die tektonischen Störungen, welche Gneismasse und Randschiefer voneinander scheiden. Diese Störungen gehören aber der alten variskischen Falten tektonik an. Die Erzzone ist also jünger als diese Tektonik, sie ist, was praktisch außerordentlich bedeutungsvoll ist, unabhängig von dieser Tektonik.

Noch eine andere Schlußfolgerung ergibt sich aus diesen Überlegungen. Die Gneismasse ist als starrer Komplex auf das Paläozoikum des Vorlandes aufgeschoben worden. Die magmatische und demnach auch petrographische Erscheinungsform der Münchberger Gneismasse war schon fertig geprägt, ehe die großen Faltungs- und Überschiebungsvorgänge im Oberkarbon begannen. Die Erzlösungen drangen aber nach obigen Ausführungen erst nach der Faltung auf, sie können also unmöglich den alten granitischen Schmelzflüssen der Münchberger Gneismasse entstammen. Im Gegensatz zu BRAND (S. 65) komme ich also zu der Schlußfolgerung, daß die alte Magmenvergesellschaftung der Münchberger Gneismasse in Bezug auf Erzführung durchaus steril ist.

Die Erzführung ist jünger als die variskische Falten tektonik; als Erzbringer kann deshalb nur der posttektonische jüngere Fichtelgebirgsgranit in Frage kommen. Die Erzführung ist aber nicht an magmatische Injektionen gebunden. Auch bei dem Neufanger Erz, das im Amphibolit auftritt, kann nicht an magmatische Abspaltung gedacht werden; an den reichlichen Quarztrümmern, die mit dem Erz einbrechen, erkennt man deutlich den epigenetischen Charakter. Aller Wahrscheinlichkeit nach waren es Thermallösungen, die in breiten Bahnen aufstiegen und eine mehr oder weniger mächtige Gesteinszone imgrünierten. Das große Spaltensystem, auf dem diese Lösungen aufstiegen, verläuft etwa N. 30—40 W. Diese Erzzone ist nach den neueren Aufschlüssen kein geschlossenes Lager, sondern eine Schar von an- und abschwellenden Erzlinen. Diese einzelnen Erzlinen schmiegen sich den Texturen an, die sie im Gestein vorfinden (Schieferung oder Schichtung).

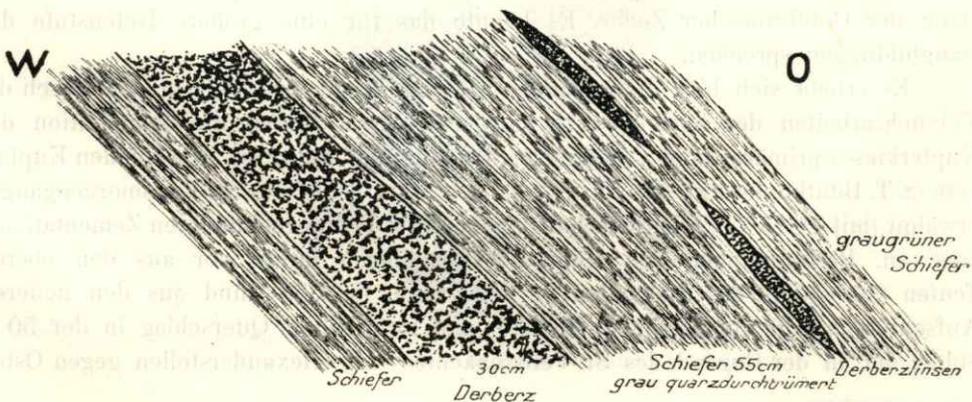


Abb. 2.

Vorkommen des Erzes im Flachsacht zwischen der 100 m und 130 m Sohle in der Gegend des Fahr-schachtes.

In den Bauen der 50 m Sohle, der 100 m Sohle, der 130 m Sohle und der 178 m Sohle in der Nähe des St. Veitsschachtes und des Fahrschachtes wurde meist ein Streichen des Schiefers von N. 10—20° W. und ein Einfallen von 40—50° O. beobachtet. In diesem Schieferstreichen liegen die Erzlinsen (vgl. Abb. 2). Die einzelnen Erzkörper liegen konkordant im Streichen, die ganze Erzzone verläuft aber diskordant dazu. Das ist die charakteristische Lagerungsform des Kupferberger Erzvorkommen.

Es hat manchmal den Anschein, als ob die Erzzone an bestimmte Horizonte im Nebengestein gebunden sei. Vielfach wird angegeben, daß das Liegende des Erzes ein kohligter schwarzer Schiefer sei. Das ist manchmal, aber durchaus nicht immer der Fall. Mir scheint es aber, als ob das Erz nicht lagerförmig an den Graphitschiefer gebunden ist, sondern daß da, wo Erzlösungen auf den kohligten Schiefer trafen, die Erzausfällung besonders begünstigt war. Es ist das eine Erscheinung, die sich in besonders auffälliger Weise auch an den Bleierzgängen im Liegenden der Erbdorfer Kohle bemerkbar macht.

Die Störungen, von denen die Erzzone betroffen wurde, gehören durchaus einer jüngeren saxonischen Tektonik an. Es sind meist NO.—SW. streichende Querwerfungen. Diese Verwerfungen bedingen zwar eine starke Zerstückelung, besitzen aber meist keine große Sprunghöhe.

Die Frage der Zementation.

Daß zwei Erzgenerationen vorliegen, unterliegt keinem Zweifel. An vielen Handstücken sieht man, wie der Kupferkies in kleinen Nestern den Schwefelkies erfüllt, gangartig in schmalen Trümmern auf Klüften durch die Schwefelkiesmasse hindurchzieht, wie er häufig an schmale Quarz- oder Kalkspatgänge gebunden ist, diesen in einem schmalen Randsaum bandartig folgt (vgl. Abb. 3). Der Kupferkies ist auf den Schwefelkies zementiert. Die Quarz- und Kalkspatgangmasse, die das Erzband durchsetzt, gehört wohl meist zur jüngeren Kupferkiesgeneration. Manchmal begleitet eine bis 10 m mächtige Quarztrümmerszone, die selbst oft nur schwach mit Erz imprägniert ist, das Erzlager. BRAND berichtet, daß zwischen den Quarzkörnern sich gelegentlich auch zwillingsgestreifter Feldspat einstellt. Verfasser hat das nicht beobachtet, es soll aber durchaus nicht bestritten werden. Auch BUSCHENDORF¹⁾ erwähnt Feldspat und Turmalin aus dem Haupt- und Name-Gottesgang der Goldkronacher Zeche. Es könnte das für eine größere Tiefenstufe der Gangbildungen sprechen.

Es erhebt sich hier die praktisch wichtige Frage, wie weit in den durch die Versuchsarbeiten der letzten Jahre aufgeschlossenen Teufen die Zementation des Kupferkieses primärer oder vorherrschend sekundärer Natur ist. Die reichen Kupfererze (z. T. Buntkupfererz), die BRAND aus der 50 m Teufe des St. Veitsmorgenganges erwähnt (mit 18.75% Cu Durchschnitt), gehören wohl einer sekundären Zementationszone an. Bestimmungen von Kupfergehalten liegen ferner vor aus den oberen Teufen (30—40 m) des Stehenden St. Veitsganges (s. S. 58), und aus den neueren Aufschlüssen (vgl. untenstehende Tabelle) und zwar einem Querschlag in der 50 m Sohle, der in der Gegend des St. Veitsschachtes vom Alexanderstollen gegen Osten

¹⁾ Betrachtungen über die Gangkomponenten sowie über das Vorkommen und die Verteilung des Goldes in der Primärzone alter Goldquarzgänge. Zeitschrift für prakt. Geologie. 1926. 34. Jahrg. S. 1—16.

getrieben wurde, dann aus der 100 m Sohle aus einer Strecke, die östlich vom sogen. Fahrschacht aus ausgefahren wurde, und endlich aus einem Blindschacht, der von der 130 m Sohle auf 178 m Tiefe niedergebracht wurde. Leider liegen aus

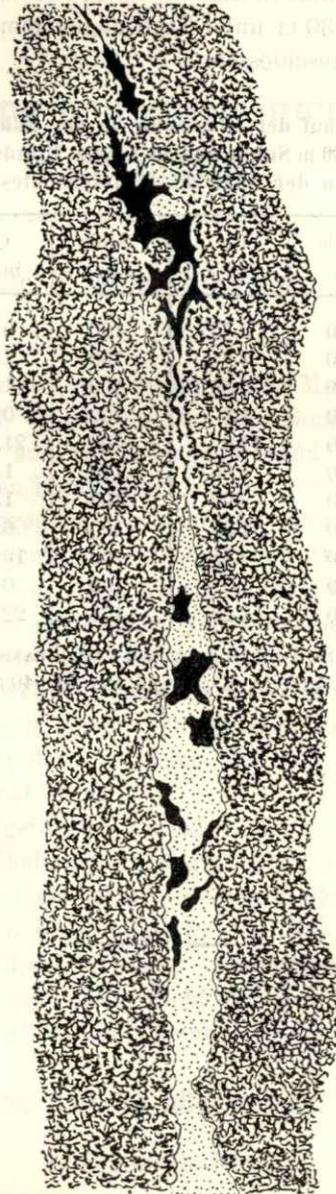


Abb. 3.

Typus der Kupferkieszementation im Schwefelkies, Kupferberg, Fahrschacht, — 40mal vergrößert.
Nach einem Anschliffbild im Opakilluminator gezeichnet

dem Querschlag der 50 m Sohle nur 2 Bestimmungen des Kupfergehaltes vor. Es scheint sich hier i. a. nach der Tiefe in der 100 m Sohle keine starke Verringerung des Kupfergehaltes einzustellen. In der 100 m Sohle dürfte durchweg primäre Zemen-

tation vorliegen. Erze der sekundären Zementationszone wurden hier nicht beobachtet. Die stellenweise hohen Kupfergehalte sprechen nicht dagegen. Denn in der Tiefe von 178 m im Blindschacht ergab eine Probe einen Kupfergehalt von 22.8%. Und hier ist primäre Zementation sicher. In 178 m unter Tage, mindestens 40 m unter dem von BRAND bei 130 m unter Tage angenommenen Grundwasserspiegel ist sekundäre Zementation ausgeschlossen.

**Kupfergehalte der Erze auf der 50 m Sohle in der Nähe des St. Veitsschachtes,
und der 100 m, 130 m Sohle und in einem Blindschacht bei 178 m
in der Nähe des Fahrschachtes.**

Sohle m	Cu in %	Sohle m	Cu in %
50	2.35	100	0.09
50	5.8	100	7.91
100	0.89	100	1.2
100	1.8	100	0.93
100	12.0	100	21.28
100	1.05	100	1.21
100	2.09	100	1.88
100	1.85	100	6.68
100	0.45	100	16.48
100	1.5	130	0.83
100	1.22	178	22.8

Kiesproben vom Stehenden St. Veitgang ergaben nach BRAND (S. 86) Kupfergehalte von 1.7%, 3.38%, 2.40%, 2.16%, 10.37%, 7.50%; Erze wohl aus 30—40 m Teufe unter Tag.

Über Almbildung und einen interglazialen Alm in Südbayern.

Von

Dr. F. Münichsdorfer.

Im nördlichen Alpenvorland, namentlich in den Mooren Südbayerns, tritt eine feinerdige Kalkablagerung auf, welche als Alm bezeichnet wird. Schon FLURL (1) beschrieb einen solchen „Alm“ aus der Erdinger Gegend, und seither ist die eigenartige Bildung von zahlreichen Fundstellen bekannt geworden. In geologischen wie moorbotanischen Schriften begegnen wir dem Alm öfter, jedoch erst in den allerletzten Jahren wurde er Gegenstand eingehenderer Studien, und dies von zwei ganz verschiedenen Seiten. In der einen Arbeit versucht GRAF THURN-VALSASSINA (18) die chemische Natur des Alms aufzuklären und seine besondere Eignung als Kalkdüngemittel darzutun. Hier wird also der Alm mehr von landwirtschaftlichen Gesichtspunkten aus betrachtet. Seine geologische und klimatologische Bedeutung aber kommt in der umfangreicheren Arbeit von H. GAMS und R. NORDHAGEN (23) zum Ausdruck und wird unstreitig dazu beitragen, daß den Almvorkommen weit mehr als bisher Beachtung geschenkt wird.¹⁾

Die in der Literatur aufgeführten Almlager sind ausschließlich postglazialen Alters. Ein neuerer Fund in Niederbayern zeigte jedoch, daß auch im Diluvium schon eine Almbildung stattfand und als solche erhalten bleiben konnte. Dieses diluviale Vorkommen soll im folgenden beschrieben werden. Ehe wir aber dazu übergehen, ist es unbedingt notwendig, die Almbildung überhaupt zu besprechen, da der Alm von ähnlichen Kalkablagerungen häufig nicht unterschieden wird und gerade die neuesten Arbeiten über die Almbildung keine Klärung gebracht haben.

Der Alm im allgemeinen.

1. Eigenschaften.

Der Name Alm wird abgeleitet von alba (terra); denn die älteste Schreibweise bei FLURL und PETZL war Alben. Dem entspricht auch die heute noch übliche Bezeichnung „Weißsand“. Die Farbe ist zwar nie rein weiß, sondern stets gelblich, graulich oder bräunlich. Beim Vergleich mit den braunen bis schwarzen humosen Schichten, mit denen der Alm regelmäßig zusammen vorkommt, tritt natürlich die graue bis bräunliche Färbung völlig zurück und die Bezeichnung „weiß“ ist durchaus erklärlich.

¹⁾ Im vierbändigen „Lehrbuch der Geologie“ von EM. KAYSER, Auflage 1923/24, findet der Alm noch keine Erwähnung.

Chemische Zusammensetzung südbayerischer

Bezeichnung	Analytiker	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Alm, Ismaning	A. SCHWAGER	5,05	1,01	0,26
„ O Ismaning	A. SCHWAGER	3,90	0,38	0,08
„ Aubing	HELSMAUER			0,30
„ Memmingen	Städt. Unt.-Anstalt Heilbronn	0,16		0,06
„ Olching	C. A. WIESNER	0,76	0,51	0,16
„ Lochhausen	C. A. WIESNER	0,22	0,11	0,08
„ Eibsee	W. GRAF ZU LEININGEN	¹⁾		1,16 ²⁾
„ Tutting	A. SPENGL	4,89	2,53	0,86*
Kalktuff, Wolfratshausen	A. SCHWAGER	0,24		0,02
„ N. Ismaning	A. SCHWAGER	1,48	0,36	0,29
„ Tutting	A. SPENGL	0,45	0,16	0,36*
Seekreide, Walchensee	U. SPRINGER	⁴⁾		1,63
„ Schwansee bei Hohenschwangau	C. A. WIESNER	0,648	0,311	0,362

¹⁾ Unlöslich 2,16. ²⁾ Beim Glühen Schwefelwasserstoff-Geruch. ³⁾ Einschließlich P₂O₅.

Der Alm besteht, wie die chemische Analyse zeigt, aus kohlensaurem Kalk und löst sich infolgedessen in verdünnter Salzsäure bis auf einen ganz kleinen Rückstand. Er kann wohl verglichen werden mit ähnlichen Kalkablagerungen, besitzt aber dabei in seiner Beschaffenheit und seinem Vorkommen eine so deutlich ausgesprochene Eigenart, daß sie nicht ohne nähere Erklärung, ohne weiteren Zusatz durch irgend eine andere ähnliche Bezeichnung ausgedrückt werden könnte. In der Literatur, selbst in Hauptwerken, wie RAMANNS „Bodenkunde“ oder POTONIÉS „Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten“ wird die Unterscheidung leider nicht genügend scharf durchgeführt, und es besteht daher heute noch alle Veranlassung auf die alte Forderung hinzuweisen, „daß in Zukunft die lakustren limnischen Gebilde (Gyttja) von den quelligen und fluvialen unterhalb und innerhalb der Moore streng auseinander gehalten und im übrigen mit Hilfe der chemischen und mikroskopischen Analyse, der allgemeinen geophysikalischen und stratigraphischen Verhältnisse die Haupttypen mit ihren Fazies unterschieden werden.“¹⁾

An deutschen Bezeichnungen, welche am häufigsten als synonym mit Alm angesehen und gebraucht werden, finden sich in der Literatur folgende: Lose Kalkerde, Kalksand, Weißsand, Kalkschlick, Kalkschlamm, Kalkfaulschlamm (Kalkspropel), Spropelkalk, Kalktuff, Tuffsand, Kalksinter, Seekreide, Seekalk, Seeschlick, Moorkalk, Moormergel, Moorkreide, Wiesenkalk, Wiesenmergel, Quellkreide.

Es kann hier nicht unsere Aufgabe sein zu untersuchen, wie weit sich der Begriff Alm mit jeder einzelnen Bezeichnung deckt. Wir wollen uns vielmehr darauf beschränken, seine häufigsten Begleiter, den Kalktuff und die Seekreide, zur Betrachtung mit heranzuziehen, wollen dabei aber versuchen, die wesentlichsten Eigenschaften des Alms herauszufinden, und so dazu beitragen, die Unterscheidung von ähnlichen Bildungen zu erleichtern.

¹⁾ FRÜH und SCHRÖTER: Die Moore der Schweiz mit Berücksichtigung der gesamten Moorefrage. Bern 1904. S. 202.

Vorkommnisse von Alm, Kalktuff und Seekreide.

CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Organ.	CO ₂	H ₂ SO ₄	Bemerkungen
49,22	0,70	0,14	0,09	4,03		39,64		—
51,42	0,49	0,16	0,09	2,46		40,93		—
55,40	0,19			0,20	0,60	43,22		BAUMANN, S. 41
54,14	0,38			4,98		40,06	0,01	GRAF THURN, S. 77
47,56	0,53		Spur	4,42	8,80	37,26	Spur ²⁾	SrO und P ₂ O ₅ Spuren
52,82	0,77			1,30	3,92	40,78)	SrO Spur
53,95	0,95			1,72 ³⁾		41,11		—
50,11	0,79					40,82		* Eisen als FeO bestimmt
54,73	0,43	0,05	0,01					—
51,03	0,81	0,32	0,07	4,66		41,25		—
54,70	0,67					43,87		* Eisen als FeO bestimmt
45,12	0,73			10,87		35,43	n.best.	Chara-Seekreide
51,71	0,91			1,254	4,575	40,23)	SrO Spur; C. A. WIESNER S. 7

1) Unlöslich 5,50. 2) Probe über CaCl₂ getrocknet!

Der Alm kommt gewöhnlich in Niedermooren vor, seltener in Hochmooren. Er besteht fast ausschließlich aus kohlenurem Kalk, enthält aber in natürlichem Zustande stets wechselnde Mengen Wasser. Der nie fehlende, oft erhebliche Gehalt des frischen Alms an Wasser (10—40% und darüber) gehört zu seinen kennzeichnenden Eigenschaften. Erst durch Mahlung und Trocknung gelingt es, den Wassergehalt auf wenige Prozent herabzudrücken. Was die chemische Untersuchung an sonstigen Beimengungen ergibt, sind geringe Mengen von Magnesia, Eisen, Tonerde, Kali und Natron, gebunden an Kohlensäure und Kieselsäure; außerdem wurde in einigen Almen noch Schwefelsäure, wohl als Gips, nachgewiesen. Die Bezeichnungen Moormergel oder Wiesenmergel für den Alm haben somit keinerlei Berechtigung. Dagegen zählt der Gehalt an humosen Stoffen ($\frac{1}{2}$ — $1\frac{1}{2}$, bisweilen sogar 4—8%), wenn er auch oft nur gering ist, wie der an Wasser, zu den wesentlichen Bestandteilen der eigenartigen Ablagerung.

Beim Lösen in Alkalien färbt sich die Lösung schmutzgelb bis bräunlich, bei höherem Humusgehalt braun. Beim Neutralisieren der Lösung fallen die humosen Stoffe in großen, flockigen Massen aus und können durch Dekantieren, oft auch durch Filtrieren erhalten und bestimmt werden. WIESNER (9. 7) gibt an, daß beim Glühen eines Alms von Olching ein intensiver brenzlicher Geruch auftrat und ein gelbbraunes Destillat von Teersubstanzen gewonnen wurde. Der Lochhausener Alm geglüht, verbreitete einen starken „empyreumatischen Geruch; es entwichen brennbare Gase, und braune Teerkörper schieden sich ab.“

Für die chemische Zusammensetzung des Alms spielen Eisen, Tonerde, Alkalien und Kieselsäure zweifellos nur die Rolle einer Verunreinigung. Der Eisengehalt findet sich als sekundäre Bildung gelegentlich angereichert und wird dann in gelben bis gelbroten Streifen schon mit freiem Auge sichtbar. Von wesentlicher Bedeutung für den Alm soll nach GRAF THURN (17. 43) der Gehalt an Magnesia sein. Er erreicht nie 1 v. H. Wo sich einmal mehr als $\frac{1}{2}$ % feststellen läßt, nimmt GRAF THURN an, daß Magnesia als Silikat nachträglich in den Alm gelangt ist und dann seine Verhärtung, welche schon als Kalktuff anzusprechen wäre, bedingt. Der sehr geringe Magnesiagehalt, der höchstens $\frac{1}{2}$ % im Alm betrage, wäre kenn-

zeichnend für den Alm, ein höherer für den Kalktuff.¹⁾ Wie die Analysentabelle aber zeigt, ist diese Annahme gänzlich unbegründet: Der Kalktuff von Wolfratshausen hat bloß rund halb so viel Magnesia wie der Alm von Ismaning, Lochhausen und der von Tutting. Der Irrtum konnte nur dadurch entstehen, daß GRAF THURN wohl den Magnesiagehalt in vielen Almen bestimmte, nicht aber in Kalktuffen. Ich bezweifle auch, daß der Magnesiagehalt bloß aus Silikaten stammt, bin vielmehr der Ansicht, daß er der Hauptmenge nach an Kohlensäure gebunden ist und als Karbonat einen primären Bestandteil des Alms ausmacht.

Ist demnach die chemische Natur des reinen Alms als kohlenaurer Kalk eindeutig festgestellt, so erweist sich von weiterer wesentlicher Bedeutung seine physikalische Beschaffenheit. In nassem Zustande, im Bereich des Grundwassers, ist der Alm eine breiige, oft zähe Masse. In trockneren Lagen, hoch über dem Grundwasser, ist er von sehr feinkörniger Beschaffenheit, weich, läßt sich zwischen den Fingern ohne Anwendung von Druck zu einem feinen Mehl verreiben. Das kaum fühlbare reine Almpulver erweist sich unter dem Polarisationsmikroskop als kristallin. Der Alm ist also mikrokristallin, nicht amorph, wie SENDTNER und andere ältere Autoren gefunden (7. 110; 3. 110). Schon GÜMBEL erkannte dies; aber er nahm an, daß er wenigstens im Anfangsstadium amorph sei.²⁾ U. d. M. besteht die Hauptmasse aus Klümpchen und Krümeln, welche aus kugeligen, durchsichtigen bis schwach gelblich gefärbten Gebilden (Sphäriten) zusammengesetzt sind. Bei den einzelnen Kügelchen wurde ein Durchmesser von 1—2 μ gemessen (17. 46). Bei solcher Feinheit des Kornes ist trotz kristalliner Grundstruktur des Alms, wie auch der Seekreide, das Auftreten kolloider Eigenschaften (19. 422) (z. B. BROWN'sche Molekularbewegung, Altern, Färbeversuche) zu erwarten, und zwar mehr oder weniger je nach dem Anteil eben an allerfeinsten Korngrößen. Gelegentlich trifft man auch etwas größere Körner von Kalkspatrhomboedern, welche nach FRITZ HEIM (mündl. Mitt.) in der Seekreide des Walchensees viel häufiger vorkommen. Die außerordentliche Feinheit der Körnung hat eine überaus große innere Oberfläche zur Folge und erklärt die erstaunliche Aufnahmefähigkeit für Wasser und wasserhaltende Kraft mancher Alme, wie sie aus den Versuchen O. SENDTNER'S hervorgeht. Er bestimmte die wasserhaltende Kraft nach dem Verfahren von SCHÜBLER³⁾ in verschiedenen Bodenarten und Almen und fand bei

tonigem Lehm von Passau	58,3	0/0 Wasseraufnahme
Lehm von der Sternwarte München	60,5	„ „
Alm I (mit viel Schneckenhäusern)	57,9	„ „
„ II	95,4	„ „
„ III	90,4	„ „
„ IV	777,8	„ „
„ V	785,3	„ „
„ VI	1160	„ „

Auch die Versuche MEISTERS (5), der die physikalischen Eigenschaften verschiedener Bodenarten Bayerns studierte, zeigen, daß ein Alm aus der Gegend von

¹⁾ Aus zahlreichen Analysen von Kalktuffen der fränkischen Alb geht hervor, daß der Magnesiagehalt von Kalktuffen bis auf Spuren herabgehen kann ohne die physikalische Beschaffenheit zu ändern. (H. KLÄHN: Über Kalk-Magnesia-Wässer der Umgegend von Streitberg und Muggendorf [fränk. Jura] und ihre Ausscheidungsprodukte. Ctrbl. f. Min. usw. 1926. Abt. B. S. 390—400.)

²⁾ W. GÜMBEL: Geologie von Bayern. 2. Bd. S. 308, 366.

³⁾ G. SCHÜBLER: Grunds. Agrikulturchem. 2. Aufl. 2. 66 (1838).

Freising allen übrigen Bodenarten, selbst Moor- und Tonboden, an wasserhaltender Kraft überlegen war. An der Fähigkeit, Wasser aufzunehmen, wurde die verwendete Almprobe bloß von Torfboden und humusreichen Bodenarten (Moorboden, Gartenerde), mit denen der Alm die Lockerheit, das geringe scheinbare spez. Gewicht gemeinsam hat, noch übertroffen; aber in Bezug auf die Kraft Wasser aus dem Untergrund anzusaugen und zu heben, nimmt der Alm wieder nach Menge sowohl wie ganz besonders nach der Steighöhe die erste Stelle ein unter 18 Bodenarten.

Nach SENDTNER steht die geringe Durchlässigkeit des Alms mit dessen Fähigkeit „das Wasser anzuhalten, im Zusammenhange, indem er (der Alm) höchst langsam vertrocknet und dabei fast immer eine gelatinöse Materie darstellt, bis er trocken in einen mehr hornartigen Zustand übergeht; doch hängt dieser von seinem Gehalt an organischen Stoffen ab. Der davon freie Alm ist zerreiblich und rauh. Der Alm erleidet keineswegs beim Trocknen immer die gleichen Veränderungen. Bald geht er mit einer außerordentlichen Volumenverminderung in eine knorpelige Substanz über. Dieser Alm ist am reichsten an organischen Stoffen. Bald bildet er eine zerreibliche mürbe Substanz.“

Aus diesen Angaben SENDTNERs ist schon zu entnehmen, daß nicht jeder Alm die gleiche physikalische Beschaffenheit aufweist und welche große Rolle hiebei der Gehalt an humosen Stoffen spielt. Was im Vorhergehenden an kennzeichnenden physikalischen Eigenschaften aufgezählt wurde, gilt daher nicht für jeden Alm in gleichem Maße.

Die chemischen Analysen, soweit solche vorliegen, lassen Unterschiede in den Almen nicht erkennen; sie ermöglichen es nicht einmal einen Alm von einem Kalktuff zu trennen oder von Charaseekreide (vgl. Analysentabelle). Der Gehalt an Magnesia ist aber ohne Bedeutung, als Unterscheidungsmerkmal jedenfalls unbrauchbar, und auch der Anteil an organischen Stoffen gibt nur Hinweise, ob wahrscheinlich Kalktuff vorliegt oder nicht. Alm ist von Kalktuff sicher nur durch seine physikalischen Eigenschaften zu unterscheiden. Der Alm ist feinkörnig-krümelig, zerreiblich zwischen den Fingern, locker, hat geringes scheinbares spez. Gewicht, große innere Oberfläche, welche die Aufnahmefähigkeit, Steighöhe und Durchlässigkeit für Wasser bestimmt. Der Alm zerfällt, wenn er als natürlicher Kalkdünger auf den Acker gestreut wird. Der Kalktuff dagegen ist hart, nicht nur in kompakter, dichter, sondern auch in lückiger Ausbildung; kleinere Stückchen lassen sich nicht mit dem Finger zerdrücken. Sein Verhalten gegen Wasser ist ganz anders als beim Alm; es fehlt ihm die Fähigkeit, in nennenswerter Menge Wasser zurückzuhalten und auch bei lückiger, röhrieger Ausbildung ist er nicht imstande, Wasser aus dem Untergrunde anzusaugen und zu heben. Kalktuff, in Brocken oder kleineren Stücken der Verwitterung, den Atmosphärien ausgesetzt, zerfällt nicht; ungemahlen läßt sich der Kalktuff daher nicht als Kalkdünger verwenden, und selbst in gemahlenem Zustande, wie jeder andere Kalkstein auch, erlangt er niemals dieselbe Feinheit des Kornes wie der Alm, so daß der letztere an chemischer Wirksamkeit zweifellos jeden gemahlenen Kalkstein übertrifft. Umgekehrt ist es die geringe Verwitterbarkeit des Kalktuffs, welche ihn neben seiner Härte und Dichte als Baustein geeignet macht, als welcher der lockere, erdige, wasserhaltige Alm niemals in Frage kommt.

So leicht nun nach dem Vorhergehenden die Unterscheidung von Kalktuff und Alm zu sein scheint, so können doch die natürlichen Vorkommnisse mit ihren zahlreichen allmählichen Übergängen einer scharfen Trennung oft Schwierigkeiten

bieten. Es gibt Tuffe, welche in frischem Zustande sandig-körnig, mürbe oder doch bröcklig sind, und andererseits gehören Alme mit größerem Korn, welche dem Zerreiben zwischen den Fingern schon einen gewissen Widerstand entgegensetzen, durchaus nicht zu den Seltenheiten. Sie fühlen sich rau an, und werden dann oft als Tuffsand bezeichnet. Solange sie sich aber noch zwischen den Fingern zerreiben lassen, möchte ich die Bezeichnung „tuffiger Alm“ vorziehen. Dann findet sich harter Kalktuff auch innerhalb der Almablagerung, gewissermaßen als Einschluß, also ohne jeden Übergang in den verschiedensten Formen und Größen, in kleinen Streifen, Nestern, Stengeln, Röhren oder Knollen. Sie bieten dem Hammer oder der Schaufel soviel Widerstand, daß sie unschwer als Kalktuffeinlagerungen zu erkennen sind.

Am schwierigsten dürfte Alm und Kalk-Seekreide auseinanderzuhalten sein. Wo dolomitische oder kieselsäurereichere Absätze vorliegen, kommt der Alm nicht in Frage. Die chemische Analyse reicht aber, wie schon erwähnt, für die Unterscheidung von Alm und Kalk-Seekreide nicht aus, weil hier nicht einmal der Gehalt an organischen Stoffen genügende Anhaltspunkte ergibt. Die erwähnten physikalischen Eigenschaften hinwider, welche Alm und Kalktuff zu trennen gestatten, zeigen zu große Übereinstimmung, als daß sie für die Unterscheidung verwendet werden könnten. Es bleibt dann nur die Bestimmung der Einschlüsse an pflanzlichen und tierischen Resten, namentlich unter Zuhilfenahme des Mikroskops, wodurch der Alm als anorganische Moorbildung von der Seekreide als biogener Bodenabsatz in Seen mit organischen Einschlüssen (Algen) getrennt werden kann.

2. Bildungsweise.

Haben wir im Vorhergehenden die Hauptmerkmale des Alms festgestellt, so wollen wir nunmehr versuchen, seinen Entstehungsbedingungen nachzuforschen, die ja für Geologie wie für Moorkunde nicht weniger wichtig sind als seine Eigenschaften.

Für FLURL, dem wir die erste Beschreibung verdanken, schien der „Alben“ gleicher Entstehung zu sein wie der Kalktuff, nur daß beim ersteren die „Teile ohne merklichen Zusammenhang geblieben sind.“ Gleichwohl reiht er den Alm in seiner Übersicht der Fossilien nicht in die Kalksteinarten, sondern als tonarme „Mergelerde“ unter die Mergel ein. PETZL, der bei der chemischen Untersuchung eines Alms und eines mit ihm vorkommenden Kalktuffes keinen Unterschied feststellen konnte, gelangt zu der Überzeugung, daß der Alm kohlensaurer Kalk sei, mit dem Kalktuff gleiche Entstehungsweise aus dem kalkhaltigen Wasser habe und somit unter den Kalktuff gerechnet werden müsse, ja überhaupt ein Verwitterungsprodukt davon sei. Das gehe aus den vielen kalktuffähnlichen Formen des Alms hervor, wenn auch dieser später zu Alm gewordene Kalktuff ursprünglich „schon bey seinem Entstehen eine besonders weiche und lockere, folglich auch zur Verwitterung geeignete Consistenz erhalten zu haben scheine.“ Erst SENDTNER, der die meisten Fundorte schon kannte, bringt den Alm in Zusammenhang mit der Moorbildung, fällt dabei aber in starke Übertreibung und Irrtümer. Nach seiner Annahme findet sich der Alm stets unter allen Niedermooren Südbayerns; er hält ihn deshalb für die Grundlage der Niedermoorbildung im bayerischen Alpenvorland. Daß der Alm nicht nur unter dem Torf vorkommt, sondern auch zwischen den Torfschichten und darüber, daß er nicht überall die Unterlage bildet, ist SENDTNER entgangen. Wegen der Undurchlässigkeit vieler Alme erklärt er die Wiesenmoore der Münchener bis zur Donauzone entstanden durch Überlagerung des durchlässigen

Schotteruntergrundes mit einer Schichte undurchlässigen Almes und er gliedert infolgedessen die Moore Südbayerns in Hochmoore auf tonigem und in Wiesenmoore auf almigem Untergrund. Die Abscheidung des Kalkes aus den Grundwasserquellen erfolgt nach SENDTNER stets als amorpher Alm: „die Quellen treten aus und hinterlassen durch Verdunstung ihren Kalkgehalt als Alm. Im Frühlinge sind diese Niederschläge besonders reichlich, doch sind sie auch zu jeder andern Jahreszeit je nach der Witterungsbeschaffenheit des Jahrganges zu beobachten.“ Die Ausbildung zum kristallinen Kalktuff erlange der Alm erst durch die Art der Trocknung: poröse kompakte Massen bilde er, „namentlich wo er mit der Atmosphäre in Berührung tritt“ und stelle in dieser Form den Übergang dar zum Sinter.

Gegen SENDTNER'S Ansichten erhebt schon 1854 FRAAS Einwendungen (4. 322), aber die Anschauung des ersteren über die Bildung von Alm und Kalktuff beherrscht doch in der Folge die Literatur; sie findet sich wieder bei H. VOGEL (7) und K. W. GÜMBEL (12), und es nimmt schließlich nicht Wunder, wenn L. v. AMMON (10) keinen Unterschied mehr macht zwischen Alm und Kalktuff. Erst A. BAUMANN (11) wendet sich wieder gegen manche Angaben SENDTNER'S über den Alm und weicht auch in seiner Ansicht von der Almbildung ein wenig von der Auffassung SENDTNER'S ab. „Anfangs eine breiige Masse, nimmt sie auf dem feuchten Moor eine erdige pulverige Beschaffenheit an; außerhalb des Moores, in höheren Lagen durch die Luft ausgetrocknet, verhärtet sie zu Kalktuff.“ „Überschwemmungen der Moorbäche haben heute noch Almbildung zur Folge und haben in früherer Zeit die Zwischenlagerung des Alms innerhalb der Torfschichten hervorgerufen.“ BAUMANN erwähnt außerdem das Vorkommen von Charaseekreide im Moor; ihre Bildungsweise, welche mit der Vegetation in Verbindung gebracht wird, erkennt er wohl als etwas Besonderes, doch weiß er die Unterscheidung vom Alm nicht zu machen. „Man sieht nämlich in den wasserführenden Moorgräben Characeen üppig wuchern. Trocknen die Gräben aus, so findet man an Stelle der rasch verwesenen Algen ein weißes Pulver, den kohlen-sauren Kalk, den die Characeen bei Lebzeiten in ihren Zellen ausgeschieden haben. Er ist von echtem Alm nicht zu unterscheiden.“

Eine ganz neue Betrachtungsweise des Alms, seiner Bildung und seiner Eigenschaften mußte die Entwicklung der Kolloidchemie mit sich bringen, und so sehen wir bald, daß die seit den Untersuchungen SENDTNER'S bekannte Eigenart des Alms im kolloidchemischen Sinne gedeutet wird. P. EHRENBURG (19), der den Alm zwar nicht aus eigener Anschauung kennt, schließt aus der Beschreibung ohne weiteres, daß der Alm nicht selten als typisch kolloide Masse auftritt, „die schleimig gallertartig erscheint, das Wasser stark zurückhält und in gequollenem Zustande auch sehr schwer durchlässig ist, endlich mit außerordentlicher Schwindung zu einer horn- oder knorpelartigen Masse eintrocknet. Man wird vermutlich nicht weitgehend irren, wenn man in ihm dann eine durch erhebliche Mengen von Schutzkolloiden bedingte Ausscheidung kolloider Kalksalze sieht.“

Gegenüber dieser Auffassung, die durch Herstellung künstlicher Kalkgallerten (19)¹⁾ eine starke Stütze findet, mutet die Erklärung der Almbildung durch GRAF THURN, die nicht einmal durch Analysen genügend belegt ist, etwas zu einfach an: ausgehend von der irr-tümlichen Voraussetzung, daß der Alm frei von Magnesia sei, der Kalktuff aber magnesiahaltig; glaubt er, daß die Almbildung „kaum

¹⁾ Weitere Literatur in U. SPRINGER: Über die Ausfällung des Kalziumkarbonates in kolloider Form bei Gegenwart von Kieselsäuresolen. Geogn. Jahresh. München 1926. 36. Jahrg. S. 37—40.

in einem ursächlichen Zusammenhange mit den Humusstoffen oder Kolloiden“ stehe, kommt vielmehr zu dem Schlusse, daß der Kalk als Alm ohne Magnesia sich im Wasser niederschlage entsprechend den Löslichkeitsverhältnissen, daß aber der Kalktuff dort entstehe, wo das Wasser als Lösungsmittel der kohlensauren Kalk- und Magnesiasalze gänzlich verdunsten könne, so daß „neben dem ganzen darin enthaltenen Kalk auch sämtliche Magnesia“ sich absetzen müsse. Ein Alm mit höherem Gehalt an Magnesia sei erst durch nachträgliche Einschwemmung magnesia-reich geworden.

Wieder eine ganz andere Erklärung für die Eigenart der Almbildung geben GAMS und NORDHAGEN (22. 38). Danach variieren die Quellsedimente „von fast reinem kohlensauren Kalk, der besonders beim Austritt der Quellen in warmes Oberflächenwasser“ sich ausscheidet, dem Alm, „bis zu rein organogenen und zwar vorwiegend koprogenen Sedimenten, die somit als Quellgyttja zu bezeichnen sind.“ Für die Absetzung der Quellsedimente wären die Temperaturverhältnisse im Wasser von maßgebendem Einfluß. Eine deutliche Schichtung des Alms an den großen, mehrere Meter tiefen und breiten Quelltrichtern der Geißach und der Brückenquellen im Osterseengebiet wird auf einen Temperaturrehythmus zurückgeführt, auf einen Wechsel der Temperaturverhältnisse von Quell- und Oberflächenwasser im Winter und Sommer. „Daß diese Schichtung an den Trichterwänden sichtbar ist, beruht darauf, daß die Almausscheidung nie an diesen, sondern nur nahe der Oberfläche um die Trichter herum stattfindet.“ Auch der Unterschied zwischen Alm- und Seekreidebildung wird schärfer gekennzeichnet. Beide stimmen darin überein, daß sie „sowohl auf rein organischem Weg¹⁾ wie auch unter der Mitwirkung von Organismen, was das häufigere zu sein scheint“, entstehen können. „Die echte Seekreide... entsteht jedoch ausschließlich in größeren stagnierenden Gewässern, und größere Wasserpflanzen (namentlich auch Chara) und Mollusken haben an ihrer Bildung erheblichen Anteil. Alm im engeren Sinn, den man auch als Quellkreide wiedergeben könnte, entsteht dagegen nur beim Austritt kalten Grundwassers in wärmeres Oberflächenwasser. Die Organistentätigkeit tritt gegenüber der anorganischen Ausflockung zurück, nur Blau- und Kieselalgen scheinen größeren Anteil zu haben. Von Mollusken kommen vielfach dieselben Arten wie in der Seekreide vor, dagegen fehlen zumeist die Characeen oder spielen doch nur eine ganz untergeordnete Rolle... Bei stärkerer Mitwirkung von Moosen und Blütenpflanzen wie Cladinen pflegen eigentliche sedentäre Tuffe zu entstehen.“ Für die Tuffe wird im Gegensatz zu GRAF THURN subaerische und subaquatische Bildungsweise angenommen.

Diese Übersicht über die Erklärungsversuche der Almbildung zeigt, daß auch durch die neuere Literatur, etwa seit BAUMANN, eine Lösung der Frage nicht erzielt wurde, kaum eine volle Klärung. Je nach dem Zweck der Untersuchung werden bald chemische, bald physikalische, bald biologische Gesichtspunkte als ausschlaggebend in den Vordergrund gestellt, wobei aber mancherlei Irrtümer und Widersprüche mit unterlaufen. Wir können daher das Gefühl der Sicherheit einzelner Autoren über ihre Auffassung leider nicht ganz teilen, müssen im Gegenteil einen Versuch machen weiteres Material zu sammeln unter Berücksichtigung der verschiedenen Momente, sowie einzelne Irrtümer aufzudecken, um so der Lösung der Frage näher zu kommen, wenn anders wir nicht darauf verzichten wollen, die Almbildung geologisch und klimatologisch auszuwerten.

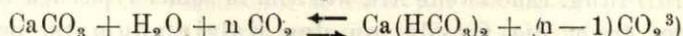
¹⁾ Soll wohl heißen anorganischem Weg.

Zur näheren Untersuchung der Almabscheidung ist vor allem notwendig, die chemische Natur des Lösungsmittels, aus dem der Kalk sich absetzt, ins Auge zu fassen. Für die weitaus meisten Almvorkommen müssen wir also von der chemischen Zusammensetzung des Grundwassers ausgehen, wie es sich in den südbayerischen Schotterfeldern bewegt. Da eine genauere Analyse nur von dem Münchener Leitungswasser vorliegt, das dem Mangfallgebiet entstammt (Taubenberg), aber nicht ausschließlich Flinzwasser ist, so möge dieses doch als Vertreter der im bayerischen Alpenvorland weit verbreiteten harten Grundwasser-dienen, welche ihre Entstehung dem großen Unterschied in der Durchlässigkeit von tertiärem Flinz und diluvialer Schotterdecke verdanken.

Nach 2 Analysen hat das Münchener Leitungswasser folgende Zusammensetzung:

I ¹⁾	II ²⁾
In 1 kg Wasser sind enthalten:	In 1 l Wasser sind enthalten:
Kationen	(andere Berechnung)
Kalium-Ion (K ⁺) 0,0005 g	K ₂ O 2,1 mg
Natrium-Ion (Na ⁺) 0,0009 „	Na ₂ O 2,3 „
Kalzium-Ion (Ca ⁺⁺) 0,0804 „	CaO 111,2 „
Magnesium-Ion (Mg ⁺⁺) 0,0194 „	MgO 35,0 „
Aluminium-Ion (Al ⁺⁺⁺) 0,0001 „	—
Eisen-Ion Spuren	Fe ₂ O ₃ Spuren
0,1013 g	
Anionen	
Chlor-Ion (Cl ⁻) 0,0014 g	Cl 4,7 mg
Nitrat-Ion (NO ₃ ⁻) 0,0029 „	N ₂ O ₅ 2,4 „
Hydrokarbonat-Ion (HCO ₃ ⁻) 0,3318 „	CO ₂ 173,5 „ halbgebunden
Sulfat-Ion (SO ₄ ⁻) 0,0052 „	SO ₃ 7,1 „
Karbonat-Ion (CO ₃ ⁻) 0,0013 „	
0,4439 g	
Kieselsäure (meta H ₂ SiO ₃) . 0,0061 g	SiO ₂ 6,4 „
Freies Kohlendioxyd (CO ₂) 0,0127 „	
(= 6,7 cm ³ bei 0° und 760 mm)	
Abdampfückstand b. 110° C. 0,283 „	282 „
Glühverlust 0,011 „	
Sauerstoffverbrauch 0,45 mg	Organisches 1,7 „ KMnO ₄
Gesamthärte 15,7 d. H. Gr.	16 „
Karbonathärte 15,1 „ „	Bleibende H 5,2 „

Wir sehen aus I, daß der Kalkgehalt des Grundwassers weitaus überwiegend als Kalziumbikarbonat sich in Lösung befindet. Als Humat, wie GAMS und NORDHAGEN noch annehmen (22.39), gelöst, kann schon deshalb hier nicht in Frage kommen, weil das Kalziumhumat fast unlöslich ist. Für die Löslichkeitsverhältnisse des Kalziumbikarbonats im Wasser existiert nun ein Gleichgewicht zwischen kohlen-saurem Kalk und freier Kohlensäure einerseits und Kalziumbikarbonat und freier Kohlensäure andererseits nach dem folgenden Schema.



„Zu jeder Menge von im Wasser gelöstem Kalziumbikarbonat ist ein bestimmter Gehalt

¹⁾ PAUL in: Nahrungsmittelchemie in Vorträgen. Leipzig. Akad. Verlagsges. 1914.

²⁾ THAUSIG J. E.: Malzbereitung und Bierfabrikation. Leipzig 1898. 5. Aufl. S. 98, 99. GUSTAV SCHULTZ: Chemische Technologie. Stuttgart. 1903. S. 24.

³⁾ J. TILLMANS und O. HEUBLEIN: Über die kohlen-sauren Kalk angreifende Kohlensäure der natürlichen Wässer. Gesundheits-Ingenieur, Jahrg. 1912. Nr. 34. S. 3.

an freier Kohlensäure notwendig, damit das Kalziumbikarbonat in Lösung bleiben kann und sich nicht unter Ausfallen von neutralem kohlensaurem Kalk zersetzt.“ Der Gehalt an freier Kohlensäure neben der Bikarbonatkohlensäure im Wasser bestimmt daher die Löslichkeit des kohlensauren Kalkes; er ist wieder nach dem HENRY'schen Gesetze gerade proportional dem Drucke, also „bei derselben Temperatur abhängig von dem Kohlensäuredruck der darüber stehenden Atmosphäre.“

Wenn nun unser kalkreiches Grundwasser als Quelle zu Tage tritt, findet eine Druckentlastung statt, der Gehalt an freier Kohlensäure im Wasser mindert sich und damit die Fähigkeit des Wassers den Kalk als Bikarbonat in Lösung zu halten. Nach physikalisch-chemischen Tabellen¹⁾ nimmt bei gleichbleibendem Teil- druck der Kohlensäure mit Steigerung der Temperatur aber auch die Löslichkeit des Wassers für kohlensauren Kalk bzw. Kalziumbikarbonat stark ab. Die Beob- achtung von GAMS und NORDHAGEN, daß sich Kalk abscheide beim Austritt kalten Grundwassers in warmes Oberflächenwasser, findet daher in den Löslichkeitsverhält- nissen, in den Gleichgewichtsbeziehungen zwischen Wasser und Kalziumkarbonat ohne weiteres eine zahlenmäßige Stütze; für die Annahme aber, daß sich der Kalk als Alm abscheiden müsse, fehlt jegliche Begründung. Es ist auch keineswegs erwiesen, daß die Kalkausfällung bloß an der Oberfläche erfolgt. Wenn die Osterseen im Sommer sich regelmäßig auf 23 bis über 30° C. erwärmen (22.38), die Temperatur der Grundwasserquellen aber gleichzeitig 8,7—10,0° beträgt, so wird sich die Kalkausscheidung näher der Oberfläche vollziehen. Ob im Winter jedoch, wo die Seen dort eine 20 cm dicke Eiskruste haben, die Grundwasser- austritte aber Temperaturen von 10,5—10,8° C. aufweisen, nicht auch eine Kalkaus- fällung aus dem kälteren Seewasser erfolgt, die dann auch in tieferer Lage stattfinden könnte, ist gar nicht in Betracht gezogen worden. Die unteren Almschichten lassen sich daher auch anders erklären als durch Hebung des Wasserspiegels und die weiteren geologischen Schlußfolgerungen sind, soweit sie sich auf die Bildung der Almschicht beziehen, durchaus nicht zwingend.

Darin aber ist H. GAMS beizustimmen, daß die Entstehung des Alms fast aus- schließlich auf anorganischem Wege erfolgt, und daß der Organistentätigkeit (Algen, Mollusken) nur eine untergeordnete Bedeutung zukommt (18. 572; 22. 47). Für die entgegengesetzte Auffassung E. RAMANNS (loc. cit. S. 175) ergibt wenigstens die mikro- skopische Untersuchung keine genügenden Anhaltspunkte. Denkbar wäre ja an sich eine so lockere, krümelige Ausbildung unter Mitwirkung von Bakterien schon, wie diese für die dichten Kalke zweifellos erwiesen ist.²⁾ Um die feinkörnige, weiche Kalk- ausscheidung, wie sie der Alm darstellt, zu erklären, bleibt daher vorläufig nichts anderes übrig als die Almbildung in Beziehung zu den Humusstoffen zu bringen, mit denen der Alm aufzutreten pflegt. Es gibt hier zwei Möglichkeiten: eine feinkörnige, krüme- lige Kalkabscheidung läßt sich erwarten, wenn sie nach der kolloidchemischen Auf- fassung P. EHRENBERGS unter dem „Schutz von Humuskolloiden“ erfolgt. Es ist eine primäre Almbildung. Eine zweite Art, wie Alm in seiner typischen Beschaffenheit entstehen kann, ergibt die Oxydation des Kalziumhumats, der salzartigen Kalkverbindung von Humusstoffen. Das ist eine sekundäre Almbildung.

Über die letzterwähnte Art wissen wir noch wenig. J. ROTH³⁾ hält es für wahr-

¹⁾ JOHNSTON und WILLIAMSON, Amer. chem. Soc. 38; 975; 1916 und COVAZZI, Gaz. chim. 46. II. 122; 1916. In LANDOLT-BÖRNSTEIN: Phys. Chem. Tabellen. I. 1923. S. 641.

²⁾ W. SALOMON: Über die Bildung dichter Kalke. Geol. Rundschau. V. 478—480. 1914.

³⁾ J. ROTH: Allg. u. chem. Geologie. Berlin 1879. 1. Bd. S. 596.

scheinlich, daß dort, wo die aus Verwesung der Pflanzenstoffe entstandenen Säuren (Humussäure, Quellsäure, Quellsatzsäure usw.) auf Kalk oder kalkhaltigen Boden einwirken, Ammoniak-Kalkdoppelsalze entstehen, die sich zu amorphem pulverigem Kalkkarbonat umsetzen können. Es scheint bloß soviel sicher, daß bei der Oxydation von Humusstoffen, besonders von Humaten, aus den Humussäuren vermittels der Fulvosäuren Kohlensäure und Wasser wird, während die Basen als Oxyde, Hydrate, Karbonate oder Gemische derselben zur Ausscheidung kommen.¹⁾ Eine Almentstehung auf diesem Wege wird sich aber nur in geringem Umfang vollziehen; das Ergebnis an kohlensaurem Kalk kann bei der Molekülgröße der Humusstoffe wohl kein bemerkenswertes sein. Wir können uns deshalb vorläufig nicht weiter darauf einlassen, werden vielmehr im folgenden gleich dazu übergehen, den kolloidchemischen Gedanken P. EHRENBERGS aufzugreifen und insbesondere zu prüfen, inwieweit die Voraussetzungen hiefür nach dem vorliegenden Material beim Alm zutreffen, also: Kann eine Kalkausfällung unter dem Schutz von Humuskolloiden zu der physikalischen Beschaffenheit, wie sie den Alm kennzeichnet, führen und finden sich die Bedingungen hiefür bei den natürlichen Almvorkommen gegeben?

Daß Humusstoffe eine Schutzwirkung ausüben können, ist längst bekannt und SVEN ODÉN,²⁾ der sie in seinen Versuchen sowohl für kolloide Humussäure als auch für Humat-Ion bestimmte, stellte fest, daß sie „von gleicher Größenordnung wie die anderer Schutzkolloide“ ist. Die „Schutzwirkung“ der Kolloidchemie besteht nun darin, daß Zustandsänderungen, Ausflockungen und Dispergierungen, verhindert oder doch verzögert werden bei Gegenwart eines Schutzkolloids. Da die Zustandsänderungen in einer Änderung der physikalischen Eigenschaften zum Ausdruck kommen, besteht die Möglichkeit für uns, die Kalkausscheidung als Alm unter dem Einfluß der Humusstoffe zu erwarten. Auf dem Wege des Versuchs ist zwar die künstliche Almdarstellung unter zweckmäßiger Berücksichtigung der natürlichen Faktoren meines Wissens bisher noch nicht unternommen worden.³⁾ Einige Vorversuche in dieser Richtung mögen aber hier erwähnt werden.

Prof. Dr. STRELL (Biolog. Versuchsanstalt München) stellte fest, daß die Ausfällung von Kalk aus dem Münchner Leitungswasser durch Zusatz einer wässrigen Huminlösung deutlich verzögert wurde. Dr. H. SALLINGER (Bodenkundl. Institut der Universität München) bestätigte den Versuch mit einer anderen Huminlösung. Dr. U. SPRINGER (Geolog. Landesuntersuchung), der für die Darstellung von Kalkgallerten zahlreiche Versuche machte (loc. cit.), erhielt u. a. beim Kochen einer Kalziumbikarbonatlösung, die er auf Anregung des Verfassers mit Gummi arabicum als Schutzkolloid versetzt hatte, einen äußerst feinkörnigen Niederschlag von Kalziumkarbonat, der sich mehrere Wochen in solcher Beschaffenheit erhielt. A. SCHWAGER, der verstorbene Chemiker unserer Landesuntersuchung, dem wir eine große Anzahl von Analysen unserer bayerischen Gewässer verdanken, beobachtete (10. 5. 96), daß das Wasser eines Torfgrabens im Schleißheimer Moos bei der ersten Fällung mit $(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4$ nur 76% seines Kalkgehaltes abgab. Von Interesse ist auch, daß sich das Wasser hier im nördlichen Teil des Dachauer Moooses schon viel weniger kalkhaltig, dagegen stark mit Magnesia angereichert zeigte: $\text{Ca}:\text{Mg} = 100:43.71$. In 1000 g Wasser 55,8 mg CaO und 24,4 g MgO. Ein Einwand freilich könnte erhoben werden: Nicht jede Humusform ist ja befähigt eine Schutzwirkung auszuüben; nur Humus im Solzustand, als flüssiges Dispersoid, als saurer, absorptiv ungesättigter Humus kann als Schutzkolloid auftreten. Nur der ungesättigte Humus begünstigt die Zerteilung.⁴⁾ Der Humus der Niederungsmoore, in denen der Alm sich hauptsächlich findet,

¹⁾ SVEN ODÉN: Die Huminsäuren. Sond. Ausg. d. Kolloidchem. Beihefte. Bd. XI. 1919. S. 160.

²⁾ SVEN ODÉN: loc. cit. S. 130, 131.

³⁾ Selbst die umfangreiche Arbeit von H. KLÄHN (Die Bedeutung geochemischer Vorgänge für die Bildung vadosider Süßwasserkalke, S. A. Jb. Preuß. Geol. L.-A. f. 1924, Bd. 45, S. 724—834) berücksichtigt die Almbildung nicht.

⁴⁾ G. WIEGNER: Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung. 3. Aufl. 1924

kommt also hier gar nicht in Frage; ebenso scheinen sich kalkreiches Wasser und saure Humussole doch auszuschließen.

So einfach sind aber die Verhältnisse durchaus nicht, daß sich die Reaktion; der saure oder basische Charakter des Moorwassers, durch Ausdrücke wie Niedermoor und kalkreiches Grundwasser fassen ließe; und wie schon die Löslichkeit des Kalziumbikarbonates im Wasser durch den Gehalt an Kohlensäure beherrscht wird, so sehen wir auch hier wieder die Kohlensäure als den wichtigsten Faktor, welcher die sauren Eigenschaften des Wassers bestimmt.¹⁾ Wenn wir daher von der Wasserstoffionenkonzentration des Münchner Leitungswassers, welches nach mehreren 1924 und 1925 ausgeführten Bestimmungen von Dr. H. SALLINGER ein p_H von 8,35—8,4 hatte,²⁾ ausgehen wollten, so würden wir hier, wo es sich nicht um die Art und Menge des Kalkgehaltes, sondern um die Form der Kalkausscheidung handelt, weit fehlgehen. Selbst wenn wir bloß nach einem bestimmten Verfahren, etwa nach einer elektrometrischen Methode, das Grundwasser in seinem Verlaufe durch die Moore links oder rechts der Isar untersuchen wollten, dürfen wir nicht erwarten die Wasserstoffionenkonzentration (H^+) des Moorwassers durch eine Zahl mit ähnlichen geringen Schwankungen wie beim Münchner Leitungswasser feststellen zu können. Wir müssen mit sehr großen Unterschieden rechnen, nicht nur der Fläche nach, sondern auch nach der Tiefe, und nicht nur räumlich, sondern auch noch den Jahreszeiten.

Ein Beispiel dafür, daß die Unterschiede im Gehalt der Moorwässer an mineralischen und organischen Bestandteilen der Fläche nach schon in einem ganz kleinen Moor recht erheblich sein können, ist das Kirchseeoner Moor, das kaum 50 ha groß ist und zwischen der äußersten Endmoräne des Inngletschers der Würmeiszeit und der Endmoräne des ersten Rückzugsstadiums liegt. Nach Analysen von Dr. E. GULLY enthalten 1 000 000 Gewichtsteile Wasser³⁾:

	Hochmoor- schlenke	Hochmoor- graben	Flachmoor
Abdampfrückstand	58,5	59,7	166
Glührückstand	22,6	14,72	120
Organische Substanz	35,9	44,98	46
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	2,6	1,8	3,7
CaO	2,4	5,04	60,73
MgO	0,83	1,21	4,52

In einem ausgedehnteren Flachmoor, etwa dem Erdinger Moos, das rund fünfhundertmal größer ist, werden die Verhältnisse nicht einfacher, nicht einheitlicher sein. Übrigens hebt E. GULLY ausdrücklich hervor, daß gerade dieses Moor lehrreiche Erscheinungen bietet, da es eine sehr kalkreiche Unterlage und sehr kalkreiches Grundwasser besitzt und wo trotzdem das Wiesenmoor sich schon in Hochmoor umwandle, nachdem es erst eine 50—80 cm mächtige Torfschicht gebildet habe.⁴⁾

Das Erdinger Moos schließt die mächtigsten Almlager ein. Seine Grundwasserführung ist mit dem des südlich anstoßenden Schotterfeldes am besten untersucht. Es seien deshalb einige Zahlen

S. 31. — Die Annahme, daß die sogen. Apokrensäure und die Huminsäure in alkalischer Lösung in den Solzustand, in Pseudolösung übergeht (K. GLINKA, Die Typen der Bodenbildung, 1914, S. 168) wird durch die Literatur nicht gestützt.

¹⁾ H. STREMMER: Über Kaolinbildung. Ztschr. f. pr. Geol. 16. 1908. S. 128. — K. ENDELL: Über d. chem. u. min. Veränderg. bas. Eruptivgest. bei der Zersetg. unter Mooren. N. Jahrb. f. Min. 31. Beil.-Bd. 1911. S. 35/36. — G. WIEGNER: Anleitung. z. quant. agrikulturchem. Prakt. Berlin 1926. S. 154.

²⁾ Die Wasserstoffionenkonzentration war also 10^{-8,35}—10^{-8,4} Gramme H⁺ im Liter.

Inzwischen hat die Zusammensetzung des Münchener Leitungswassers sich infolge Zuleitung neuer Quellen beträchtlich verändert. Eine neuerdings ausgeführte elektrometrische Messung ergab $p_H = 7,65$.

³⁾ H. PAUL: Die Kalkfeindlichkeit der Sphagna und ihre Ursache, nebst einem Anhang über die Aufnahmefähigkeit der Torfmoore für Wasser. Mitt. K. Bayr. Moorkulturanstalt. H. 3. Stuttgart 1908. S. 103.

⁴⁾ E. GULLY: Über die Beziehungen zwischen Vegetation, chem. Zusammensetzung und Düngerbedürfnis der Moore, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis der Moore Südbayerns. Mitt. K. Bay. Moorkulturanstalt. H. 3. Stuttgart 1909. S. 27.

über die Wasserverhältnisse gebracht, die zugleich eine Ergänzung zu den von GAMS und NORDHAGEN aufgeführten Angaben darstellen.¹⁾

Das Erdinger Moos nimmt eine Fläche von rund 240 qkm ein mit einem nordöstlichen Gefälle von 2,7‰. Der Grundwasserstrom, der durchschnittlich 12 m Mächtigkeit besitzt, wird von 24 km Breite am Südrand des Schotterfeldes allmählich bis 11 km am nördlichen Teil des Moores eingengt. Da gleichzeitig mit dem Eintritt ins Moos das Gefälle der Oberfläche abnimmt, ist ein Teil des Grundwassers, den die Moor-, Alm- und Kiesschichten des Moores nicht fassen und weiterleiten können, gezwungen über der Bodenoberfläche abzufließen und zwar in wechselndem Maße je nach den Grundwasserständen. Das geschieht in Form von zahlreichen Quellsümpfen und von einem engmaschigen Netz kleiner Rinnsale. Die Fließgeschwindigkeit des Wassers ist sehr gering und beträgt im großen Durchschnitt nur 1/2 mm in der Sekunde, im Tage also rund 43 m. Ein Tropfen Wasser braucht vom Südrand des Schotterfeldes (Otterfing) bis zur Isar etwas mehr als 3 1/2 Jahre. (Ein Wassertropfen in der Isar bei gleicher Weglänge etwa 8 Stunden.) Hochwasseranschwellungen brauchen zu ihrer Bildung beim Grundwasserstrom Jahre; ein Grundwasseranstieg um 2,4 m erforderte 1909 bis 1911 22 Monate. Als Höchstmaß einer Schwankung wurde 4,5 m gemessen (die Isar 1899 zwischen niederstem und höchstem Wasser: 6,1 m). Die Niederschlagsmenge, welche im Moosgebiet selbst fällt, beträgt 800 mm.

Wie stark sauren Charakter das Wasser in unseren südbayerischen Niedermooren annehmen kann, ergibt sich auch aus der Existenz von Hochmoorinseln, die in einem großen Teil derselben vorkommen, so z. B. auch im Dachauer Moos. So erheblich die Abweichungen von der neutralen oder alkalischen Reaktion auch sein mögen, die sich in den Niedermoorwassern ermitteln lassen, so bleibt dabei unberücksichtigt, daß die Moore ja ihre eigene Geschichte haben, die verfolgt werden müßte bis in den Anfang des Postglazials, soweit eben die Almbildung zurückreicht. Mit den Änderungen im Vegetationscharakter der Moore, wie sie in der grundlegenden Arbeit von GAMS und NORDHAGEN wahrscheinlich gemacht werden, müssen außerordentliche Schwankungen in der chemischen Natur der Moorwasser Hand in Hand gegangen sein, so daß der Begriff Niedermoor uns in der Annahme saurer Humussole für die Almbildung nicht zu beirren vermag.

Was schließlich den Kalkreichtum des Grundwassers betrifft, so schließt auch dieser keineswegs eine saure Reaktion des Wassers aus. Die reaktionsbestimmende Wirkung des Kalziumkarbonats wurde von BJERRUM und GJALDBAER²⁾ untersucht. Aus ihren Messungen geht hervor, daß eine Kalklösung eine umso saurere Reaktion zeigt, je mehr Kohlensäure sie enthält und je größer der Kalkgehalt ist.

Die außerordentliche Bedeutung, die somit der Kohlensäure bei der Kalkausfällung als Alm zweifellos zukommt, macht es notwendig, ihr Auftreten noch kurz zu besprechen. Das Grundwasser enthält, wie die Analyse des Münchner Leitungswassers zeigt, außer der Bikarbonatkohlensäure noch freies Kohlendioxyd. Die Menge des letzteren ist aber zu klein, als daß sie das Kalziumbikarbonat dauernd in Lösung halten könnte. Dazu müßte sie etwa zehnmal größer sein,³⁾ und sie reicht schon beim Eintritt ins Moor nicht aus, dem Wasser eine saure Reaktion zu erteilen, so noch weniger später, wo der ursprüngliche Gehalt des Grundwassers an freier Kohlensäure infolge der Verluste an die Atmosphäre immer geringer wird. Sollen nun diese Verluste mehr als ausgeglichen werden, wie es die Almbildung verlangt, so muß eine andere Quelle vorliegen, welche Kohlensäure in

¹⁾ Das Erdinger Moos und die „Mittlere Isar“, Mitt. d. Landesst. f. Gewässerkunde. Bayr. Ind. u. Gewerbebl. München 1919. S. 124/126.

²⁾ BJERRUM N. und GJALDBAER J. K.: Untersuchungen über die die Reaktion des Erdbodens bestimmenden Faktoren. II. Über die Reaktion von Flüssigkeiten, die mit Kalziumkarbonat gesättigt sind. Deutsche Zusammenfassung in Int. Mitt. Bodenkunde. IX. 1919. S. 95—98.

³⁾ TILLMANS und HEUBLEIN: loc. cit. S. 6.

größeren Mengen zu liefern vermag. Und das ist ja in den Mooren der Fall, wo durch die Oxydation der Humusmassen Kohlensäure fortwährend entsteht. Den hierzu notwendigen Sauerstoff bietet die Luft oder das Grundwasser — auch unter mächtigen Torflagern kommt sauerstoffreiches Wasser vor¹⁾ — wobei niedere Organismen (Bakterien) mitwirken können.

Wenn wir also zusammenfassend die physikalisch-chemischen Verhältnisse, welche für die Almbildung nach der Auffassung P. EHRENBERGS Vorbedingung sind, für die südbayerischen Almvorkommen als gegeben oder wahrscheinlich annehmen, so befinden wir uns in voller Übereinstimmung mit dem bisher vorliegenden Tatsachenmaterial. Soweit noch biologische Faktoren zu berücksichtigen sind, so können wir uns für die Almbildung darauf beschränken, die Konchylienfauna heranzuziehen. Unter den organischen Einschlüssen kommt ja nur sie allein in Betracht wenn auch nicht unmittelbar für die Entstehung der Almlager.

Im Münchner Gebiet liegt eine eingehende Bearbeitung der Konchylien durch R. SCHRÖDER bereits vor (16. 77). Leider ist aber darin zwischen Kalktuff, Seekreide und Alm nicht unterschieden, so daß hier die reiche Fauna von Ismaning ausschaltet. Es sei dafür die etwas weniger ergiebige Konchylienfauna aus dem Alm von Erpfling aufgeführt, welche aus einer Aufsammlung von Herrn Benefiziaten B. EBERL, dem Erforscher des diluvialen Illergletschers, stammt und von Herrn Dr. H. NATHAN bestimmt wurde:

Alm von Erpfling: *Euconolus fulvus* (2 Stück), *Hyalina nitens* (9), *Crystallus crystallinus* (2), *Patula rotundata* (4), *Vallonia pulchella* (2), *Vallonia costata* (1), *Isogonostoma personata* (2), *Fruticicola unidentata* (1), *Fruticicola sericea* (5), *Fruticicola incarnata* (2), *Vertigo pygmaea* (zahlreich), *Clausilia* (1 Spitze), *Cochlicopa lubrica* (1 Mündung und 2 Spitzen), *Succinea Pfeifferi* (zahlreich), *Carychium minimum* (7), *Lymnophysa palustris* (2), *Gyrorbis leucostoma* (zahlreich).

„Die Arten leben sämtlich heute noch im Gebiete. Man muß also junges (alluviales) Alter der Bildung annehmen. Die Wasserschnecken (*Lymnophysa palustris*, *Gyrorbis leucostoma* und *Succinea Pfeifferi*) deuten auf ein stehendes, seichtes Gewässer mit Wasserpflanzen hin, wohl etwas sumpfig. Die Landfauna ist eine sehr feuchtigkeitsliebende. Sie zerfällt in eine Wald- und Wiesenfauna. Der Waldfauna gehört die Mehrzahl der Arten an: *Euconolus fulvus*, *Hyalina nitens*, *Crystallus crystallinus*, *Patula rotundata*, *Isogonostoma personata*, *Fruticicola unidentata*, *Clausilia*, *Cochlicopa lubrica*, *Fruticicola incarnata* und *F. sericea* bewohnen lichtere Gebüsch; *Vallonia costata*, *V. pulchella* und *Vertigo pygmaea* leben in Wiesenumulm. *Carychium minimum* als am meisten feuchtigkeitsliebend wird in stets durchnästem Mulm der Wiesenregion gelebt haben. Es handelt sich demnach um eine einheitliche Lokalfauna. Fremde, anderen Lebensgemeinschaften angehörende Einschwemmungen sind nicht zu erkennen.“ (Dr. H. NATHAN.)

Nach GAMS und NORDHAGEN (22. 63), denen wir nicht unwesentliche Ergänzungen unserer Kenntnis von den Almkonchylien verdanken, sind die Almlager von Lochhausen und Ismaning in einem ganz flachen, von Grundwasserquellen gespeisten Seebecken entstanden. Für das mächtige, ausgedehnte Lager von Memmingen wird für den größeren Teil dieselbe Bildungsweise angenommen, für den kleineren eine solche in einem Quellsumpf, ähnlich dem heutigen Hoppenried.

¹⁾ O. TAMM: Grundwasserbewegungen und Versumpfungsprozesse usw. Meddelanden från Statens Skogsförsöksanstalt, 22. 1. Stockholm 1925. S. 42. Schwedisch mit deutscher Zusammenfassung.

Das Gelände, auf dem wir uns also nach der Konchylienfauna die Almbildung vorzustellen haben, mag etwas verschieden aussehen, ist aber auf alle Fälle gekennzeichnet durch hohen Grundwasserstand oder durch ständige starke Durchfeuchtung. Ob wir nun einen Wald annehmen, oder feuchte bis nasse Wiesen, ob einen Quellsumpf oder selbst einen zeitweise offenen Grundwasserspiegel, immer werden unter dem Einflusse hoher Feuchtigkeit die pflanzlichen Reste einem Abbau nicht die günstigsten Bedingungen bieten: Die Humusstoffe werden sich infolgedessen anreichern müssen, und es ist doch wohl kein Zufall, wenn wir auch auf diesem Wege auf die Mitwirkung humoser Stoffe bei der Almbildung hingewiesen werden.

Es kann daher für uns keinem Zweifel unterliegen, daß der Alm mit seiner feinkörnigen, lockeren und krümeligen Beschaffenheit in der Hauptsache eine anorganische Ausscheidung von kohlensaurem Kalk unter dem Einfluß von Humussolen darstellt. Im Gegensatz hierzu steht die Bildung der Seekreide, welche vorwiegend auf organischem Wege entsteht unter Mitwirkung von Algen, und die Entstehung des Kalktuffes, welche subaquatisch und subaerisch erfolgen kann, mit oder ohne Beteiligung von Pflanzen, jedenfalls auch ohne Einwirkung von sauren Humusstoffen.

Für eine Beurteilung von Almablagerungen in geologischer, geographischer oder klimatologischer Hinsicht ist deshalb wichtig, daß wir im Bereiche jedes Almvorkommens das Auftreten von Humusbildungen annehmen müssen, ganz gleichgültig, ob wir dabei an eine primäre Abscheidung unter dem Schutze von Humuskolloiden im Sinne P. EHRENBERGS denken, was in den weitaus meisten Fällen in Betracht kommt, oder an eine sekundäre Entstehung aus Kalziumhumat.

Anhangsweise sei noch darauf aufmerksam gemacht, daß in kalkhaltigen Wässern (Seewasser, Grundwasser oder Quellwasser) mit einem Gehalt an freier Kohlensäure nicht nur die Ausfällung von kohlensaurem Kalk eine Rolle spielen, sondern daß auch umgekehrt Kalziumkarbonat vom Wasser gelöst, angegriffen werden kann. Der letztere Fall tritt stets ein, wenn das Wasser größere Mengen Kohlensäure enthält als notwendig ist, um den schon in Lösung befindlichen Gehalt an Kalziumbikarbonat vor der Zersetzung zu bewahren, wobei gleiche Mengen angriffsfähiger Kohlensäure bei weicheren Wässern kohlensauren Kalk schneller angreifen, auflösen als härtere.¹⁾ Daraus ergibt sich die Möglichkeit, daß als Kalktuff bereits ausgeschiedener Kalk bei höherem Grundwasserstand und Kohlensäuregehalt wieder in Lösung kommt und neuerdings aus dem Wasser nach einem gewissen Verlust an CO_2 als Alm ausgeschieden wird, wenn nunmehr saure Humussole als Schutzkolloide wirken.

Zweifellos sind es die wechselnden Mengen freier Kohlensäure und saurer Humussole, welche die Übergänge von echtem feinkörnigen Alm zu hartem kompakten Kalktuff in den südbayerischen Mooren veranlaßt haben. Die Einschlüsse von stengeligem, röhrigen oder knolligem Kalktuff, welche ganz unvermittelt ohne jeglichen Übergang in typischem Alm vorkommen, dürften zumeist sekundärer Entstehung sein und die Ausscheidung aus kalkhaltigen Sickerwässern in Lücken und Hohlräumen der Almablagerung darstellen.

¹⁾ TILLMANS und HEUBLEIN: loc. cit. S. 9.

Der Alm von Tutting.

1. Die geologischen Verhältnisse.

Etwas oberhalb der Rottmündung, da wo sich das niederbayerische Inntal zur Pockinger Heide zu weiten anfängt, liegt an der Straße Simbach—Passau das Dorf Tutting. Nach Westen bzw. Nordwesten ist hier das Schotterfeld der Niederterrasse begrenzt durch einen etwa 50 m hohen Anstieg zu einer älteren Diluvialterrasse, und an diesem Hang kommt ein Almlager vor, das zweifellos eine ältere als postglaziale Bildung darstellt.

Die Ablagerung ist nunmehr in zwei Gruben aufgeschlossen, die sich in unmittelbarer Nähe des Bahnhofes, etwa 1— $\frac{1}{2}$ km von der Ortschaft entfernt, befinden. Die höchste Mächtigkeit ist bislang noch nicht ermittelt worden. Die Längenerstreckung beträgt immerhin einige hundert Meter.

Der Alm wurde zuerst in der nördlichen Grube gefunden, welche ursprünglich zur Gewinnung von Ziegellehm betrieben wurde. Als sich dann unter dem Lehm Blöcke von Kalktuff einstellten, wurden diese zum Brennen ausgebeutet. Für diesen Zweck schien sich jedoch das Material nicht recht zu eignen, und die Grube wäre wohl wieder aufgelassen worden, wenn bei weiterem Schürfen nicht bald neben dem Kalktuff der Alm angetroffen worden wäre, der damals, in der Inflationszeit 1922/23, großen Absatz als natürlicher Düngerkalk fand. Die Grube wird seither ausschließlich zur Förderung von Alm betrieben. Aus ihr stammen die Knochenreste, Zähne und Konchylien, welche ich im Herbst 1924 und Frühjahr 1925 einsammelte. Die zweite 300 m südlich davon gelegene Grube ist erst 1926 zur Almgewinnung angelegt worden. Ich konnte sie erst einmal, im Februar 1927, besuchen. Das geologische Bild, das die erste Grube bietet, ist hier vorläufig noch nicht so deutlich zu erkennen. An organischen Einschlüssen ergab sie denselben Reichtum an Schnecken, außerdem einige Bruchstücke von Hirsch- und Rehknochen, die aber nicht näher bestimmbar waren.

Die Untersuchung der beiden Gruben, sowie der Aufschlüsse in der näheren Umgebung ergab folgende Lagerungsverhältnisse:

Südlich und nördlich von dem Almlager streicht am Fuße des Hanges, der nach Westen zu über das Feld der Niederterrasse aufsteigt und bei Tutting durch das Tal des Kößlerner Baches unterbrochen ist, ein Mergel aus, der bei der Staubbühle marine Konchylien einschließt und mit seiner plattigen, etwas glimmerig-sandigen Ausbildung dem mittelmiozänen Schlier zugezählt werden muß. Die beiden Gruben zeigen bislang den Mergel noch nicht. Feinsandig-mergelige glimmerreiche Streifen im Alm weisen aber darauf hin, daß der etwas dolomitische Mergel bei weiterem Abbau bergwärts auch hier zu erwarten ist. Seine Oberkante liegt südlich beim Gehöft Freudenstein in etwa 355 m Höhe; etwas weiter nördlich bei Hinterberg wurde sie durch eine Bohrung in 353,20 m Meereshöhe angetroffen. In den Almgruben darf sie daher auch mit rund 355 m angenommen werden. Unter dem Schotter der Niederterrasse, dessen Mächtigkeit hier nach artesischen Bohrungen durchschnittlich 15 m beträgt,¹⁾ zieht der marine Schliermergel ostwärts bis zum Inn durch und bildet den Grundwasserträger des Inntals.

Dem Mergel liegt, wie aus den Kiesgruben der nächsten Umgebung hervorgeht, ein sehr grobkörniger Schotter auf, der auch stellenweise zu Nagelfluh ver-

¹⁾ PENCK und E BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. Bd. 1. S. 76.

kittet ist, z. B. gleich in der kaum 100 m von der älteren Almgrube aus nordwärts gelegenen Kiesgrube. Er entspricht der Höhenlage nach dem Schotter, den PENCCK als jüngeren Deckenschotter deutet. Die Kennzeichnung „reich an Alpenkalken“ trifft freilich nicht zu; der Schotter nähert sich in seiner Zusammensetzung vielmehr dem Schotter bei Rothalmünster, der nach PENCCK'S Annahme eine gleichaltrige Bildung, die Anschwemmung eines lokalen Gewässers, des altdiluvialen Kößlerner Baches, darstellt, aber in seiner Gesteinszusammensetzung dem tertiären Quarzkies ähnlich geworden ist. Ich möchte eher an einen Vorläufer des Inns selber denken, der damals einen Lauf nicht nordöstlich gerichtet wie heute, sondern nördlich, ins Tertiärhügelland hereingreifend, gehabt haben muß. Östlich von Rothalmünster ist ja das marine und brackische Mittelmiozän abgetragen samt dem aufliegenden miozänen Quarzschotter bis auf 355—350 m Meereshöhe. Die Mündung der Rott, bzw. des Vorläufers aus der jüngeren Deckenschotterzeit, muß bei Schöffau gewesen sein, und in dem Streifen zwischen der Straße Rothalmünster—Kühnam und dem Steilhang, der zur Niederterrasse hinabführt, haben wir über dem Schlier aufgearbeitete und umgelagerte Reste des mergeligen bis kiesigen Tertiärs in den altdiluvialen Ablagerungen vor uns. Das beweisen vor allem die ziemlich häufigen Geschiebe aus dem miozänen Kieselkonglomerat und die Ergebnisse der Bohrung bei Hinterberg.

In der Kiesgrube NO. Tutting besteht der Kies über dem Schlier aus ziemlich grobkörnigem Geröll von vorwiegend Quarz und kristallinen Gesteinen. 1921 waren im Kies, der recht gut für tertiär angesehen werden könnte, drei Blöcke eingeschlossen vom miozänen Kieselkonglomerat, alle drei gut gerundet; zwei davon hatten fast 1 m Durchmesser, der dritte $\frac{1}{2}$ m. Blöcke von solcher Größe konnten bei den damaligen Gefällsverhältnissen nicht weit verfrachtet werden und mußten unweit des tertiären Ufers im Schotter eingebettet liegen bleiben.

Die Bohrung bei Hinterberg, welche 1921 für die Projektierung eines Innkanals durch das Straßen- und Flußbauamt Simbach ausgeführt und in 367 m Meereshöhe angesetzt wurde, ergab die Folge:

- 2,40 m Lößlehm, entkalkt,
- 1,70 „ etwas kalkhaltiger, toniger Feinsand, blaugrau,
- 1,00 „ kalkfreier toniger Feinsand, gelblich,
- 4,40 „ kalkfreier toniger Feinsand, gelblichgrün,
- 1,30 „ etwas sandiger Mergelfeinsand, grau,
- 3,00 „ etwas kalkhaltiger Grobkies, vorwiegend Quarzgerölle,
- 2,20 „ etwas sandiger Mergel, grau-Schlier.

Über dem Schlier also 3 m jüngerer Deckenschotter, darüber 8,40 m umgelagertes Tertiär, im Bohrbericht als „Tegel“ bezeichnet.

Beim Vergleich der Schottergruben an den Straßen Rothalmünster—Schambach und Rothalmünster—Tutting fällt auf, daß regelmäßig nur die untersten Kieslagen grobkörnig und von hellgrauer Farbe sind; Geschiebe von Kopfgröße und darüber. Nach oben folgt gewöhnlich ein bräunlichgrauer Kies mit vielen Sandzwischenlagen und eisenschüssigen Streifen; Geröll durchschnittlich von Hühnereigröße. Zuoberst liegt dann ein ziemlich feiner Kies von brauner Farbe, mit Sandstreifen und durchschnittlich unter Walnußgröße. Die Decke bildet immer Lößlehm von 2—3 m Tiefe. In der Kiesgrube S. Erbach, $\frac{3}{4}$ km W. von den Almgruben war in den unteren Kiesschichten eine sehr deutliche, ostwestlich streichende Verwerfung von $\frac{1}{2}$ m Sprunghöhe zu erkennen.

Das grobe Korn der unteren hellgrauen Schotterlagen und das viel feinere der oberen braunen Kiesschichten ließe sich so deuten, daß wir hier im jüngeren Deckenschotter zweierlei Schotterbildungen zu unterscheiden hätten. Aus der Untersuchung der dem Almvorkommen zunächst liegenden Kiesgruben allein war aber genügende Sicherheit nicht zu gewinnen. Der Unterschied in Korn und Farbe läßt sich ja auch anders erklären. In dem Maße nämlich als die Gewässer damals nach Osten zu ihre Laufrichtung verlegten, waren die Tertiärhänge zur Linken ihrem Angriff entrückt. Das Schottermaterial, dessen gröbere Geschiebe zum größten Teil

der Aufarbeitung der groben Miozänschotter entstammten, mußte immer feiner werden. Und was die braune Farbe der oberen Kieslagen betrifft, so ist diese unzweifelhaft dem Einfluß der Verwitterung zuzuschreiben, welche in den bekannten trichterförmigen Einsackungen in die Kiesoberfläche eingreift. Das Verwitterungserzeugnis der vorwiegend kristallinen Gesteine des Kiesel ist freilich nicht zäh und kolloidreich wie der rotbraune Lehm der diluvialen kalkreicheren Schotter; es ist nur ein lehmiger Sand. Aber die Kalke sind auch hier meist bis auf Skelette verschwunden;¹⁾ der Kalkgehalt wanderte mit den Sickerwässern ins Grundwasser, aus dem er sich stellenweise ausschied und die Verfestigung des Deckenschotter zur Nagelfluh veranlaßte.

Ein Grundwasser mußte sich nach der Ablagerung des Schotter bilden, sobald die Niederschläge den oberflächlichen Abfluß und die Verdunstung im Gebiet übertrafen. Denn die Sickerwasser, welche mit Leichtigkeit den lückigen Schotter durchdringen konnten, mußten sich auf der Oberfläche des Schliermergel sammeln, da mehr von oben zufloß, als durch den nur sehr schwer durchlässigen Mergel weiter in die tieferen Untergrundschichten abgegeben wurde.

Von einer Undurchlässigkeit des Schliermergel oder auch des Flinzes kann keine Rede sein, denn Hunderte von artesischen Brunnen, welche im bayerischen Alpenvorlande seit Jahrzehnten ununterbrochen Wasser den sandigen Einlagerungen der tertiären Mergelschichten in großen Mengen entnehmen, können nur in den Sickerwässern, wenn auch mittelbar, einen Ersatz ihrer Wasserspense haben. Im übrigen scheint sich das Klima in der Wasserführung der Gasbrunnen sehr deutlich auszudrücken. Im niederbayrischen Gasgebiet²⁾ gibt es nur artesischen Brunnen, deren Wasser eine gewisse Menge Erdgas (bei vielen etwa 6%) mit in die Höhe führt. Weiter östlich im Welser Gebiet, mit seinem schon kontinentaleren Klima, kennt man Bohrbrunnen, welche zum Teil abwechselnd Wasser und Gas fördern, zum Teil mehr Gas als Wasser, und noch weiter nach Osten zu, im ariden Gebiet Ungarns, finden sich ganz trockene Erdgasbrunnen.

Der Grundwasserstrom, der sich im Deckenschotter über dem Schlier in nördlicher Richtung bewegte, führte kalkhaltiges Wasser. Denn der Schotter selbst enthält reichlich Kalkgerölle, deren Menge nur hier örtlich, unter dem Einfluß miozänen Schottermaterials zurückgedrängt ist. Auch die übrigen tertiären im Deckenschotter aufgearbeiteten Ablagerungen, mittelmiozäne mergelige Sande und Mergel, sind zum Teil sehr kalkreich, und schließlich darf man noch den Schlier als Wasserboden mit seinen 25—30 v. H. Karbonaten³⁾ als Kalkquelle in Anspruch nehmen. Zu einem Grundwasseraustritt, der für den Absatz von Kalktuff bzw. Alm in Frage kommt, war erst die Möglichkeit gegeben, als in dem der Schotterbildung folgenden Interglazial, in der Mindel-Rißzwischenzeit, der Deckenschotter unter die Oberkante der Schliermergel eingragt wurde. In dieser Zeit begann ein Teil der Schotter zu verwittern, ein anderer fiel der Erosion zum Opfer.

An unserem linken Terrassenrand ist die Tiefe dieser Talbildung nicht festzustellen. Am rechten österreichischen Ufer dagegen sind die Rißschotter erhalten, und ihre Unterlage, der Schliermergel, erreicht dort nicht ganz die Höhe unserer Niederterrasse,⁴⁾ bleibt also etwas unter 340 m Meereshöhe.

Im Mindel-Rißinterglazial konnte somit der Grundwasserstrom zu Tage treten,

¹⁾ A. PENCK und E. BRÜCKNER: loc. cit. S. 77.

²⁾ F. MÜNCHSDORFER: Die Gas- und Schwefelbrunnen im bayr. Unterinngebiet. Mit Karte. Geogn. Jahresh. 24. Jahrg. 1912. München. S. 233—57. — Derselbe: Erläuterungen z. Bl. Neuötting 1: 25 000. München 1923. — A. SCHWAGER: Mineralwasser in Niederbayern. Geogn. Jahresh. 24. Jahrg. S. 193—207.

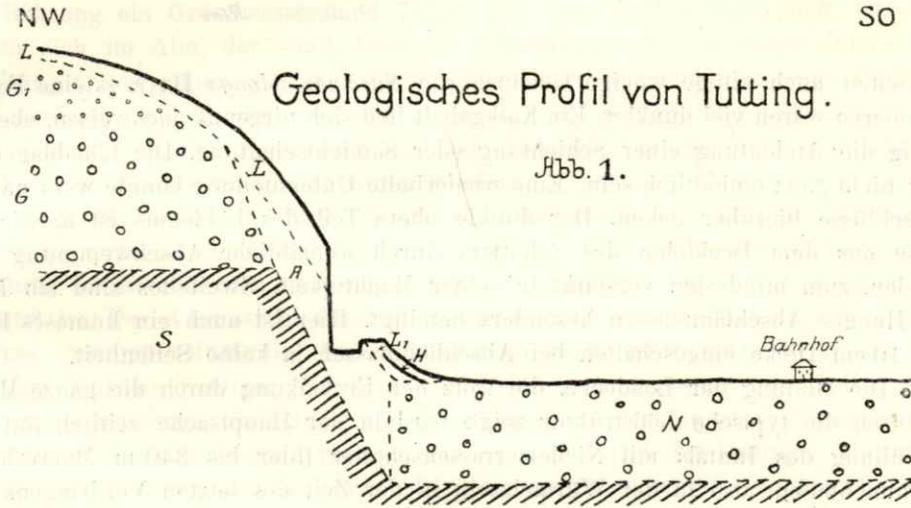
³⁾ C. W. v. GÜMBEL: Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet usw. Sitzber. math.-phys. Kl. Ak. Wiss. München 1887. S. 310.

⁴⁾ A. PENCK und E. BRÜCKNER: loc. cit. S. 77.

Mindel-Terr.

und Kalktuff und Alm konnten sich am Gehänge ausscheiden. Kann nun unser Almlager schon aus dieser Zeit stammen? Nein.

Auf die Talbildung folgte dann in der Rißzeit die Ablagerung des Hochterrassenschotters und gleichzeitig kam auf dem lehmigen Verwitterungsgebilde des Deckenschotters der von Winden verfrachtete Lößstaub zum Absatz. Der Grundwasseraustritt nahm jedenfalls stark ab, versiegte vielleicht zeitweise ganz. Die Kalkausscheidung wurde von Löß zugedeckt. Im letzten Interglazial schwoilen neuerdings die Wasser an und schafften in ihrem Bereich die 10 m mächtigen Rißschotter fort. Die Taleintiefung ging sogar noch weitere 15 m in den Schliermergel hinab. Der Hochterrassenschotter an unserem westlichen Uferand wurde zerstört, mit ihm die erste Kalkausscheidung. Diese konnte nämlich nicht tiefer am Gehänge reichen als im äußersten Fall zum tertiären Untergrund; das sind, wie wir sahen, 340 m Meereshöhe. Da aber durch Bohrung von der Sohle der Gruben aus der Alm unter 340 m Tiefe verfolgt werden konnte, muß die heute abgebaute Kalkablagerung jünger sein als die erste; sie wird also in die Zeit der letzten tiefer gehenden Talbildung verlegt werden müssen, in die letzte Zwischeneiszeit, in die auch die Verwitterung des Rißschotters und die Entkalkung und Verlehmung

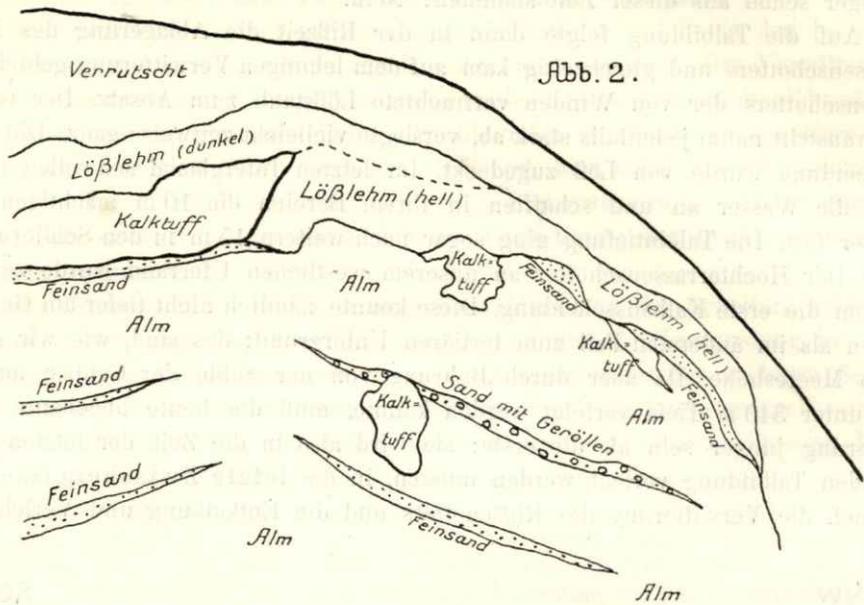


- S = Schliermergel (Mittelmiozän)
 G = Hellgrauer Kies (Deckenschotter)
 G₁ = Brauner, feinkörniger Kies
 L = Lößlehm
 L₁ = " u. Abschlammungen
 H = Humusstreifen
 A = Alm und Kalktuff
 N = Niederterrassenschotter

der Lößdecke auf dem Deckenschotter fällt. Sie kann aus dem gleichen Grunde nicht postglazial sein, weil in der Würmzeit, wie Profil 1 zeigt, das Inntal bis 340 m mit Schottern aufgefüllt wurde.

Aus der Abbildung 2 ist ersichtlich, daß die Kalkausscheidung mit Lößlehm zugedeckt ist. Dieser Löß ist 5—6 m mächtig und füllt alle Unebenheiten der Alm- und Kalktuffabsätze aus. Die unteren Teile waren im allgemeinen heller von Farbe,

Nordwand der östlichen Grube .



enthielten auch einige wenige Gehäuse von *Succinea oblonga* DRAP. (kleine Form), die oberen waren viel dunkler. Ein Kalkgehalt ließ sich nirgends nachweisen, ebenso wenig die Andeutung einer Schichtung oder Sandeinschaltung. Die Lößablagerung mag nicht ganz einheitlich sein. Eine wiederholte Untersuchung könnte wohl nähere Aufschlüsse hierüber geben. Der dunkle obere Teil des Lößlehms ist möglicherweise aus dem Decklehm des Schotters durch allmähliche Abschwemmung entstanden, zum mindesten verstärkt in seiner Mächtigkeit. Zweifellos sind am Fuße des Hanges Abschlämmassen besonders beteiligt. Hier ist auch ein humoses Band von 10 cm Dicke eingeschaltet, bei Abschlämmassen ja keine Seltenheit.

Die Bildung der Lößdecke, die trotz der Entkalkung durch die ganze Masse hindurch die typische Lößstruktur zeigt, wird in der Hauptsache zeitlich mit der Auffüllung des Inntals mit Niederterrassenschotter (hier bis 340 m Meereshöhe) zusammenfallen, also in der Würmeiszeit, in der Zeit des letzten Vordringens der Eismassen ins Alpenvorland¹⁾ erfolgt sein. Die Verwitterung des Lösses über dem Alm zu Lehm und die Bildung der schwachen Lehmkruste auf dem Niederterrassenschotter vollzog sich dann überwiegend erst unter der Einwirkung des postglazialen Klimas.

Im allgemeinen wird die Lehmdecke der Niederterrasse ausschließlich als Ergebnis der Verwitterung des Würmschotters angesehen. Diese Anschauung ist nicht richtig. Die Lehmdecke der Niederterrasse ist nicht bloß durch die Verwitterung des darunter liegenden Schotters entstanden, sie hat auch Anteil an äolischer Zufuhr, die nicht ohne weiteres vernachlässigt werden kann. Der an kolloiden Bestandteilen reiche steinig-sandige, dabei doch meist sehr zähe Kieslehm, der gewöhnlich mit dem Unterboden eins ist, mag ohne merklichen Fehler mit dem Untergrund, dem Schotter in Beziehung gebracht werden; beim Oberboden aber ist das nicht mehr zulässig. Ist die Lehmkruste sehr dünn, wie es häufig genug vorkommt und ist der Boden dem Ackerbau nutzbar gemacht, dann ist der Unterschied zwischen Ober- und Unterboden verwischt und unkenntlich. Im

¹⁾ Es ist hier für jede Eiszeit ein einziger Vorstoß der Gletscher angenommen, weil dies ausreichend erscheint für eine zwanglose Erklärung der beobachteten Tatsachen; keineswegs ist aber unsere Untersuchung als ein Beweis gegen ein zweimaliges Vordringen aufzufassen.

Waldprofil aber, gewöhnlich in allen tiefgründigen Bodenprofilen, ist der Unterschied in der Kornzusammensetzung so auffallend, daß er sich unmöglich durch den Gang der chemischen Verwitterung allein erklären läßt. Ich habe seit einigen Jahren Beobachtungsmaterial (auch in der Pockinger Heide, etwa 2 km N. Tutting) gesammelt; es wird in einer eigenen Arbeit veröffentlicht. Überzeugend kommt darin zum Ausdruck, daß auch auf der Niederterrasse und der Jungmoräne feinkörnige, steinfreie, lößähnliche Ablagerungen über dem steinigen Rotlehm¹⁾ vorkommen, und zwar bis zu 9 dm Mächtigkeit und in großer Verbreitung; geologisch wie bodenkundlich stellen sie einen durchaus selbständigen Körper dar und sind für die Beurteilung des postglazialen Klimas sicherlich von großer Bedeutung.

2. Die Almablagerung.

Im vorhergehenden wurde der geologische Aufbau besprochen, die Lagerstätte in ihren Beziehungen zu den übrigen Ablagerungen, die zeitliche Aufeinanderfolge der einzelnen Bildungen, ihre Eigenschaften und ihre Veränderungen. Wir wollen uns nunmehr der Almlagerstätte, die wir in der letzten Zwischeneiszeit entstanden denken, allein zuwenden.

Über den Ursprung des Lagers sind wir nicht mehr im Zweifel: der Schichten- aufbau zeigt, daß eine mächtige Kalkabscheidung aus einem Grundwasseraustritt über dem Schliermergel vorliegt. Nicht weit vom Almlager inntalaufwärts entspringt am gleichen Hange heute noch eine Quelle, und bei Hinterberg wurde am Anfang der Bohrung ein Grundwasserstand 7 $\frac{1}{2}$ m über dem Schlier festgestellt. Überdies finden sich im Alm, der sonst keinerlei Schichtung aufweist, einige dünne Einschaltungen von glimmerhaltigem blaugrauem Quarz-Feinsand, der seine Herkunft vom sandigen Schliermergel deutlich genug zur Schau trägt, und selbst graue Gerölle über Faustgröße kommen gelegentlich vor, die nur aus dem hier ziemlich grobkörnigen Deckenschotter stammen können.

Nach den bisherigen Aufschlüssen steht bergwärts eine Almwand in Abbau, welche etwa 8 m in der Höhe mißt. Die oberen 5 m Alm sind vermischt mit hartem Kalktuff, der in einzelnen zackigen Brocken und Blöcken bis über 1 m Dicke eingebettet ist. Der Alm ist in frischem Zustande mürbe, zerreiblich und zerfällt als Dünger gestreut vollständig. Im Laboratorium rasch getrocknet, ist er nur zum kleineren Teil von mehliger Weichheit und Feinheit, zum andern Teil zeigt er eine Verhärtung insoferne, als man schon einen gewissen Druck anwenden muß, um ihn in bröcklige Teile zu zerkleinern, aber immer noch bleibt der Tuttinger Alm weich genug, um zwischen den Fingern vollständig zerrieben werden zu können. Dem entspricht auch die für einen Alm nicht sehr hohe Hygroskopizität, wenn sie auch das Anderthalbfache der des Kalktuffes ausmacht.

Hygroskopizität (nach MITSCHERLICH), von Dr. U. SPRINGER bestimmt: Kalktuff von Tutting: wh = 0,51; Alm von Tutting: 0,76; Alm von Erding 1,53.

Die Farbe des Alms ist lichtbräunlich bis graulich- oder gelblichweiß. Die Farbe des Tuffes ist an frischer Bruchfläche kaum verschieden; jedenfalls drückt sich der im Alm höhere Gehalt an Eisen gegenüber dem Tuff, wie ihn die chemische Analyse ergab, in der Färbung nicht aus. Dafür zeigt der Kalktuff öfter

¹⁾ E. KRAUS hat die Bezeichnung „Blutlehm“ eingeführt; sie ist irrtümlich, weil in Oberbayern gänzlich unbekannt und nicht glücklich in der Kennzeichnung des Farbtons (Der Blutlehm auf der süd-deutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. Geogn. Jahresh. 34. Jahrg. 1921. S. 169). — H. HARRASSOWITZ (Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. Steinmann-Festschrift. 1926. S. 122—210) gebraucht die genaue Farbenbezeichnung „Kreblehm“ auf Grund der OSTWALD'schen Farbenabstufung. — Eine weitere Bezeichnung ist „Rotkies“ (nach PENCK-BRÜCKNER loc. cit. S. 22), welcher man auch im Volksmund häufig begegnet.

eine braune bis schwarze Rinde, die wohl aus Eisen- und Manganverbindungen besteht.

Der Kalktuff ist zum Teil dicht und fest, zum Teil lückig, immer jedoch sehr hart und ohne jeden Übergang zum Alm. Ziemlich häufig sind röhrenförmige Hohlräume, welche wohl einst Stengel oder Zweige von Pflanzen umschlossen. Gelegentlich lassen sich Blattabdrücke erkennen. Herr Dr. H. PAUL (Landesanstalt für Moorwirtschaft) bestimmte darunter Hasel und Buche: Bruchstücke einer ganz schmalen Blattform glaube ich der Weide zuweisen zu dürfen. Pollenanalytische Untersuchungen, welche Herr Dr. PAUL und Fräulein S. RUOFF an verschiedenen Proben von Tuff und Alm auszuführen die Freundlichkeit hatten, blieben leider meist ohne positives Ergebnis. Nur eine Kalktuffprobe enthielt Pollen von *Pinus* und *Picea* in gleicher aber sehr geringer Menge. An tierischen Resten fand sich im Kalktuff mit Ausnahme von gelegentlichen Konchyliengehäusen nichts vor.

Ungleich günstiger, wenigstens in Bezug auf Konchylieneinschlüsse, liegen die Verhältnisse beim Alm, der einen großen Reichtum an Molluskengehäusen birgt. Dagegen war auch beim Alm die Ausbeute an sonstigen Tierresten gering: Knochen und Zähne vom Edelhirsch *Cervus elaphus* (nach einer freundlichen Bestimmung von Herrn Prof. Dr. M. SCHLOSSER: Wirbelfragmente; Zehenglied; 1 rech. ob. Molar; 1 Mol. des linken und 2 Mol. des rechten Unterkiefers) und einige weitere nicht näher bestimmbare Knochenstücke von Hirsch und Reh, sowie Zähne einer Maus (*Arvicola*).

Die vom Verfasser eingesammelten Almproben wurden zum kleineren Teil von Herrn Dr. J. SCHRÖDER (Paläont. Inst. d. Univ.) auf ihren Konchyliengehalt untersucht, wobei 9 Arten festgestellt werden konnten. Den weitaus größten Teil des Materials übernahm Herr Dr. H. NATHAN zur Bearbeitung, wodurch sich die Zahl der bestimmten Arten auf 37 erhöhte. Die Ergebnisse der Untersuchung wird Herr Dr. NATHAN mit näheren Angaben über die einzelnen Arten an anderer Stelle veröffentlichen. Als wesentliche Ergänzung für die geologische Beurteilung des Tuttinger Almlagers ist aber im folgenden ein Auszug der Arbeit wiedergegeben, den mir Herr Dr. NATHAN in dankenswerter Weise hier zur Verfügung stellte.

„Aus dem Material wurden nach vorheriger Schlämmung die Gehäuse ausgelesen. Es konnten die folgenden 37 Formen festgestellt werden:

Vitrinopugio brevis FER. — *Zonites verticillus* FER. — *Retinella nitens* MICH. — *Ritinella hiulca* JAN. — *Vitrea contracta* WEST. — *Limax maximus* L.? — *Agriolimax agrestis* L.? — *Goniodiscus rotundatus* MÜLL. — *Goniodiscus perspectivus* MEGERLE VON MÜHLFELD. — *Punctum pygmaeum* DRAP. — *Eulota fruticum* MÜLL. — *Helicodonta obvoluta* var. *dentata* WEST. — *Arianta arbustorum* L. — *Cepaea nemoralis* L. — *Cepaea hortensis* L. — *Cepaea vindobonensis* FER. — *Helix pomatia* L. — *Marpessa laminata* MONT. — *Clausilia parvula* STUD. — *Clausilia cruciata* STUD. — *Iphigena ventricosa* DRAP. — *Iphigena plicatula* DRAP. — *Lacinaria cana* HELD. — *Succinea* sp. — *Acanthinula aculeata* MÜLL. — *Vertigo pusilla* MÜLL. — *Vertigo angustior* JEFFR. — *Truncatellina strobili* GREDLER. — *Truncatellina claustralis* GREDLER. — *Orcula doliolum* BRUG. — *Pagodulina pagodula* DESMOUL. — *Carychium minimum* MÜLL. — *Carychium minimum* var. *tridentatum* RISSO. — *Galba truncatula* MÜLL. — *Gyraulus laevis* f. *regularis* HARTMANN. — *Acme polita* HARTMANN. — *Pisidium casertanum* POLI.

Die ökologische Analyse der Fauna ergibt, daß es sich um eine in nächster Nähe ihres Lebensraumes fossilisierte Lokalfauna, und nicht etwa um eine verschwemmte Uferfauna handelt. Im folgenden sind die Tierarten nach Lebensgemeinschaften, die sich gegenseitig nicht ausschließen, zusammengestellt.

Zeugen größerer fließender und stehender Gewässer fehlen. Was an Wasserschnecken vorhanden ist, deutet auf kleine stehende Gewässer oder schwach fließende Gräben: *Galba truncatula*, *Gyraulus laevis*, *Pisidium casertanum*.

In unmittelbarer Nähe des Wassers leben: *Carychium minimum* nebst der var. *tridentatum* an pflanzlichem Detritus, *Succinea* und zeitweilig auch die schon genannte *Galba truncatula* an aus dem Wasser ragenden Pflanzenteilen.

An Quellränder und Ufer gebunden ist *Vitrinopugio brevis*.

Sehr feuchte Stellen unter faulem Holz, unter Steinen und totem Laub in Wäldern und Gebüsch lieben: *Retinella nitens* und *hiulca*, *Vitrea contracta*, *Zonites verticillus*, *Punctum pygmaeum*, *Goniodiscus rotundatus* und *perspectivus*, *Acanthinula aculeata*, *Vertigo pusilla*, *Iphigena ventricosa*, *Acme polita*. Als nicht in selbem Maße feuchtigkeitsbedürftig können noch *Limax maximus*, *Agriolimax agrestis*, *Helicodonta obvoluta* hierhergerechnet werden. Unter Laub, Steinen und feuchtem Moos, aber nicht unbedingt an Wald gebunden, leben ferner: *Orcula doliolum*, *Pagodulina pagodula*.

Gebüschbewohner sind: *Eulota fruticum*, *Arianta arbustorum*, *Cepaea vindobonensis*, *nemoralis* und *hortensis*, *Helix pomatia*.

An Bäume, an denen sie bei Regen in die Höhe steigen, sind gebunden: *Marpessa laminata*, *Lacinaria cana*, *Clausilia cruciata*, *Iphigena plicatula*.

Es verbleiben dann noch vier Arten, die sich nicht ohne weiteres den Standortbedingungen, wie sie die bisher besprochenen Arten fordern, einfügen. Es ist dies zunächst die wärmeliebende *Clausilia parvula*, die gern an Kalkfelsen sitzt. Als solche können wohl nur bereits verfestigte Schotter- oder Tuffwände gedient haben.

Die beiden Südtiroler *Truncatellinen* leben nach GREDLER an sonnigen Abhängen unter Laub und Steinen, unter und auf moosigen Waldwiesen, Bedingungen, die auch bei unserem Standort erfüllt gewesen sein können. Dann ist es sehr leicht möglich, besonders wenn man die geringe Zahl der gefundenen Exemplare beachtet — von *Isthmia strobili* vier, von *Isthmia claustralis* nur ein einziges —, daß die beiden alpinen Schnecken bereits damals als Relikte einer kälteren Zeit in der durchnähten Umgebung des Grundwasseraustritts ein kühles Refugium gefunden hatten.

Als Bewohner feuchter Wiesen bleibt dann noch *Vertigo angustior*, auch nur durch vier Gehäuse vertreten. Wenn man keinen feuchten Wiesenfleck im Walde annehmen will, dann kann man ja für diesen Fall Einschwemmung von einer benachbarten Wiese her zu Hilfe nehmen, wozu schon rasch abfließendes Regenwasser genügt, ohne dem einheitlichen Standortscharakter der Fauna Abbruch zu tun.

Dieser leise Verdacht einer Faunenmischung kann vollends zurückgewiesen werden durch das Fehlen ausgesprochener Wiesenleitschnecken: die *Vallonien*, *Hygromia hispida*, *Pupilla muscorum*, *Alaea pygmaea* fehlen vollständig. Und letzten Endes ist für die Rekonstruktion des Lebensraumes einer Fauna nicht die Fossiliste ausschlaggebend, sondern die absolute und relative Häufigkeit der festgestellten Faunenbestandteile. In diesem Sinne deutet das Überwiegen der *Clausiliiden* ganz entschieden auf Waldbedeckung.

Zusammenfassend läßt sich also die Örtlichkeit, an der sich das Leben der hygrophilen wärmescheuen Mollusken abspielte, etwa so skizzieren: Von Erlen umstandene Quellsümpfe gehen in einen feuchten lichten Mischwald über mit reichlichem Unterholz und üppiger Krautvegetation.

Die tiergeographisch und damit für die Beurteilung des Alters wichtigen, in der Zwischenzeit in dem in Betracht kommenden Gebiet erloschenen, oder hier

ihre Verbreitungsgrenze erreichenden Arten sind nach ihren Verbreitungszentren geordnet, diese:

Alpin sind: *Truncatellina strobili*, *Truncatellina claustralis*. Sie haben beide das Gebiet geräumt.

Ostalpin im besonderen sind: *Vitrinopugio brevis*, *Zonites verticillus*, *Retinella hiulca*, *Pagodulina pagodula*, *Goniodiscus perspectivus*. Alle Arten sind wohl im engeren Gebiet erloschen, besitzen aber bis auf *Retinella hiulca* im weiteren Umkreis noch Refugien, *Vitrinopugio* bei München, *Zonites* bei Passau, *Goniodiscus* bei Burghausen, *Pagodulina* an der Alz südlich Burgkirchen.

Nordisch, in Thüringen ihre Südgrenze erreichend, ist *Vitrea contracta*. Sie ist außerdem nur noch von München und von zwei Stellen in Württemberg bekannt.

Im Südosten ihre Hauptverbreitung hat *Orcula doliolum*. Sie reicht bis in die deutschen Mittelgebirge. Aus der Hochebene und den bayrischen Alpen ist sie nicht bekannt.

Nach GEYER wäre *Carychium minimum* var. *tridentatum* zur südeuropäischen Gruppe zu zählen. Sie wird nur aus dem Lechgenist angegeben. Möglicherweise ist sie aber auch von den Faunisten nicht beachtet worden.

Osteuropäisch ist *Cepaea vindobonensis*. Sie reicht bis Passau donauaufwärts.

Die Fauna ist also eine Mischfauna aus südlichen, östlichen und nördlichen bzw. alpinen Elementen, wie sie auch die rezente Fauna Deutschlands darstellt. Präglaziales Alter scheidet deshalb aus. Denn es mußten schon eine oder mehrere Eiszeiten über das Land gegangen sein, um die Mischung zustandezubringen.

Auch postglaziales, alluviales Alter ist abzulehnen in Anbetracht der erloschenen und zurückgegangenen Arten. Einer postglazialen Klimaschwankung kann man derartige Wirkungen nicht zuschreiben, die sich nicht nur im lokalen Erlöschen von verschiedenen Arten äußerte, sondern auch in der Umprägung zu Varietäten und Standortsformen, die in einer ausführlichen Arbeit näher gekennzeichnet werden soll. Es bleibt somit nur pleistocänes Alter. Die Eisvorstöße selbst scheiden wieder aus, da südliche wärmeliebende Arten vertreten sind. Die Faunenvergesellschaftung erfordert eine Waldphase mit einem Klima, das sich von dem heutigen nicht wesentlich unterscheidet; eher dürfte es etwas wärmer als das heutige gewesen sein. Diese Forderungen werden von den Interglazialzeiten erfüllt. Da die Prozentzahl der im weiteren Gebiet erloschenen Arten verhältnismäßig gering ist, ist die Molluskenfauna des Alm von Tutting in das letzte, das Riß-Würm-Interglazial zu verlegen.“

Soweit der Befund Dr. NATHANS, der in voller Übereinstimmung steht, mit der Altersfeststellung, die wir aus dem geologischen Aufbau folgerten (Riß-Würminterglazial), aber auch mit unserer Erklärung der Almbildung als Kalkabsatz unter dem Einfluß von Humusstoffen. Die besondere Kennzeichnung des Tuttinger Alms, wie sie sich namentlich in seiner Konchylienfauna ausspricht, liegt nur darin, daß das Vorkommen einen interglazialen Gehängealm darstellt. Diese Art Almbildung erleichtert eine gleichzeitige Abscheidung des Kalkes auch als Kalktuff, weil die Versorgung des Quellwassers mit Humussolen, die der versumpfte Hang liefert, in gleichmäßiger Menge viel schwieriger ist als in Flachmooren. Ein schönes Beispiel eines rezenten Gehängealms fand Herr Benef. EBERL bei Ronsberg im Günztal. Dort scheidet sich noch heute Alm neben Kalktuff aus einem versumpften Quelloch aus, das der Grenze zwischen Miozän und Deckenschotter seine Entstehung verdankt

und 50 m über dem Talboden liegt.¹⁾ Ein Quellaustritt von kaltem Grundwasser in warmes Oberflächenwasser ist dort ganz undenkbar. Auch die almartige Kalkabscheidung, welche W. GRAF ZU LEININGEN über Kalkschotter und 10 cm unter Humus am Eibsee fand (15. 31, 32) und die in frischem Zustande zäh und schmierig war, nach dem Trocknen aber eine pulverige Beschaffenheit zeigte, dürfte hieher gehören.

Für Tutting soll nun gar nicht gelehnet werden, daß die Möglichkeit des Eintritts von kaltem Grundwasser in warmes Oberflächenwasser einmal vorgelegen hat. Sie ergab sich nämlich dann, als im Mindel-Rißinterglazial die Talbildung gerade bis unter die Oberkante des Schliers (etwa 355 m) vorgeschritten war und der Grundwasseraustritt nicht in fließendes Wasser, sondern in warmes Altwasser erfolgte. Sicherlich ist dieser Fall für kurze Zeit eingetreten; aber die Kalkausscheidung, ob als Alm oder Kalktuff ist hier gleichgültig, kann keinen großen Umfang angenommen haben und infolgedessen keine Rolle spielen für das mächtige Almlager wie es heute vorliegt. Abgesehen davon wäre es auch in der letzten Zwischenzeit zusammen mit den Rißschottern am linken Ufer der Zerstörung anheimgefallen.

Wenn wir schließlich aus der Almablagerung Folgerungen in geologischer, geographischer oder klimatologischer Hinsicht ziehen wollen, so ist festzustellen, daß der Tuttinger Alm im Riß-Würminterglazial entstanden ist, an einem sumpfigen zum Teil mit Bäumen bestandenen Hang. Das Klima dieser Zeit war im Gebiete feuchter als heute, weil für die Mächtigkeit der Kalkabscheidung ein viel höherer Grundwasserstand vorausgesetzt werden muß; gegen das Ende der Kalkausscheidung wurde das Klima trockener: die Humusablagerungen reichten für die Bildung des Alms nicht mehr völlig; es entstand neben Alm auch Kalktuff²⁾ in größerer Menge. Später versiegten die Quellen, oder hatten doch nicht mehr Druck genug an Stelle der zugebauten alten Austrittstellen neue zu schaffen. Zuletzt wurde eine ausgesprochene Trockenzeit vorherrschend, in der staubbeladene Winde, und zwar vorwiegend aus Westen, den ganzen Almhang zuschütteten.

In geologischer Hinsicht ist der Tuttinger Alm deshalb von besonderer Bedeutung, weil interglaziale Bildungen mit einigem Faunengehalt nicht eben häufig sind. Im bayerischen Gebiete des diluvialen Inngletschers gibt es wohl nur zwei Vorkommen, welche sich mit dem Tuttinger Alm vergleichen ließen und zur näheren Kenntnis des Riß-Würm-Interglazials beitragen. Das eine ist längst nicht mehr zugänglich, so daß die Lagerungsverhältnisse leider nicht weiter mehr aufgeklärt werden können. Die Fundstätte liegt am Kronberger Hof bei Aschau, zwischen Gars und Kraiburg. Dort wurde in einer Ziegelgrube ein nahezu vollständig erhaltenes Skelett von *Rhinoceros antiquitatis* BLUMB., das noch jetzt eine Zierde des Paläontologischen Museums in München darstellt, ferner Knochen von *Equus caballus*, *Bos priscus* BOJ., *Cervus elaphus* L. (Edelhirsch) und *Cervus tarandus* (Rentier). K. ZITTEL,³⁾ der den

¹⁾ Nach freundlicher Mitteilung von Dr. H. NATHAN enthielt eine Probe neben unbestimmbaren Schalenbruchstücken von Hyalinien, Vitreen und Heliciden: *Clausilia parvula* STUD., *Acanthinula aculeata* MÜLL., *Cochlicopa lubrica* MÜLL., *Acme polita* HARTM. und *Iphigena lineolata* HELD, *forma uniplicata*.

²⁾ Wo die Kalkabscheidung mit Kalktuff beginnt und Alm darüber sich findet, z. B. bei Schwabsoien 5 m Alm über Kalktuff (14. 11) ist umgekehrt wegen der für die Almbildung notwendigen Humusablagerungen ein Steigen des Grundwasserstandes anzunehmen, und damit ein Eintreten feuchteren Klimas, wofern nicht hierfür andere Ursachen z. B. tektonischer Art verantwortlich gemacht werden müssen.

³⁾ K. ZITTEL: Über Gletscher-Erscheinungen in der bayerischen Hochebene. Sitzber. d. bayr. Ak. d. Wiss. 1874. Math.-phys. Kl. S. 272—74.

Fund in einer für die Glazialgeologie Südbayerns grundlegenden Arbeit beschreibt, gibt als Fossilschicht einen dunkelgraublauen mit pflanzlichen Überresten (Moose, Schilf, Holzstücke) erfüllten Ton von 1,1 m Mächtigkeit an, welcher zwischen LÖB eingebettet war. Nach PENCK¹⁾ Annahme dagegen dürfte das unmittelbar Liegende der Toneinlagerung Altmoräne gewesen sein, was auch mir zutreffender scheint, soweit sich dies nach dem heutigen Zustand der Grube beurteilen läßt.

Beim zweiten Vorkommen, das sich flußaufwärts anschließt, das aber schon im Zungenbecken des Inngletschers der Würmzeit gelegen ist, sind wir durch Ausbisse an den Innufeln (rund 420 m Meereshöhe)²⁾ und durch Bergbauversuche etwas besser unterrichtet über den Schichtenaufbau. Es ist die Wasserburger Schieferkohle, welche bald mulmig, bald lignitisch, bald als Moostorf ausgebildet ist und bis zu 2 m Mächtigkeit annehmen kann. Das Liegende scheint Tertiär (obermiozäner Flinz) oder sein Umlagerungsprodukt zu sein; das Hangende ist Schotter der Würmeiszeit bzw. mit ihm verknüpfte Moränen und Bändertone. An organischen Resten sind außer Käferflügeln nur solche von Pflanzen gefunden worden. *Abies alba* MÖLL. (Edeltanne); *Pinus silvestris* L. (Kiefer); *Picea excelsa* LAM. (Fichte); *Larix decidua* MILL. (Lärche); *Taxus baccata* L. (Eibe); *Corylus avellana* L. (Hasel); *Fagus sylvatica* L. (Buche); *Menyanthes trifoliata* L. (Bitterklee); *Polygonum minus* HUDS.; *Phragmites communis* TRIN. (Schilfrohr); Moose (best. von Dr. K. PAUL): *Comptothecium nitans* SCHIMP.; *Hypnum aduncum* HEDW.; *H. fluidans* DILL.; *H. intermedium* LINDB.; *H. scorpicides* L.; *H. commutatum* HEDW.; *Calliergon gigantum* KINDB., *Sphagnum acutifolium* EHRH.; *Sph. cuspidatum* EHRH. Aus diesem Befund schließt L. v. AMMON³⁾ auf Moorbildungen (Flachmoore) mit Waldbestand. Daß dem auch die Buche angehört haben sollte, erscheint mir jedoch höchst zweifelhaft; ich möchte vielmehr annehmen, daß die Pflanzen verschiedenen Schichten entstammten. Ihre Aufeinanderfolge festzustellen wäre eine lohnende Aufgabe gewesen, weil sie Aufschluß hätte geben können über den Gang des Klimas und der Pflanzenbesiedlung in der letzten Zwischeneiszeit.

¹⁾ PENCK-BRÜCKNER: loc. cit. S. 136.

²⁾ Desgl. S. 130. — JUL. SCHUSTER: Paläobot. Notizen aus Bayern. Ber. bayr. bot. Ges. Bd. 12. 1909. S. 58. — J. KNAUER: Die Schieferkohlen von Wasserburg und Umgebung, in: Die miner. Rohstoffe Bayerns u. ihre Wirtschaft. I. Bd. S. 58/61. München 1922.

³⁾ L. v. AMMON: Bayrische Braunkohlen und ihre Verwertung. München 1911. S. 62.

Literatur über den südbayerischen Alm.

1. M. FLURL: Beschreibung der Gebirge von Bayern und der Oberen Pfalz. München 1792. S. 212/13.
 2. PETZL: Über den sogen. Alben in der Gegend von Erding. Denkschrift d. K. Akad. d. Wissensch. München. 1808. Math.-phys. Cl. S. 110ff.
 3. O. SENDTNER: Vegetationsverhältnisse Südbayerns. München 1854.
 4. J. FRAAS: Beitrag zur Kritik der Vegetationsverhältnisse Südbayerns von O. SENDTNER. Zentralbl. d. Landw. Ver. München 1854. S. 322.
 5. MEISTER: Die physikalischen Eigenschaften der Erdarten. Programm Freising-Weihenstephan 1858.
 6. J. BÜCHELE: Der Alm von Memmingen. 11. Ber. d. Naturhist. Ver. Augsburg. 1858.
 7. VOGEL JUN.: Zur Charakteristik der Hoch- und Wiesenmoore. Sitzber. d. K. Akad. d. Wiss. München 1865. Bd. 1. S. 110.
 8. H. VOGEL: Memminger Almerde. Ber. d. Naturhist. Ver. Augsburg. Bd. 28. 1885. S. 163—166.
 9. C. A. WIESNER: Beitrag zur Kenntnis der Seekreiden und des kalkigen Teichschlammes. Verh. d. phys.-med. Ges. Würzburg. N. F. 26. 1891/92.
 10. L. v. AMMON: Die Gegend von München. München 1894.
 11. A. BAUMANN: Die Moore und die Moorkultur in Bayern. Forts. Forstl. naturw. Ztschr. München 1894. S. 41.
 12. K. W. v. GÜMBEL: Geologie von Bayern. Cassel 1894. Bd. 1 u. 2.
 13. F. RÜHL: Beiträge zur Kenntnis der tertiären und quartären Ablagerungen im bayerischen Schwaben, von den Alpen bis zum Jura und der Iller bis zum Ammersee. Ber. d. Naturwiss. Ver. Augsburg. 32. 1896.
 14. W. GRAF ZU LEININGEN: Beschreibung von Mooren in der Umgegend von Schongau. Naturw. Ztschr. f. Land- u. Forstw. Stuttgart. 4. Jahrg. 1906. S. 11.
 15. W. GRAF ZU LEININGEN: Über Humusablagerungen in den Kalkalpen. Naturw. Zeitschr. f. Forst- u. Landwirtschaft. Jahrg. 1908. S. 31, 32.
 16. GLUNGLER: Geologische Streifzüge durch die Gegend von München. Ev. Gem. Bl. f. d. Kirchenspr. Perlach. 9. Jahrg. 1911.
 17. R. SCHRÖDER: Die Conchylien des Münchner Gebiets vom Pleistozän bis zur Gegenwart. Nachr.-Bl. d. Deutsch. Malakozool. Ges. 1915. H. 3 u. 4. Schwanheim a. M.
 18. GRAF O. THURN-VALSASSINA: Über den Alm, sein Auftreten in Südbayern, seine Zusammensetzung und Bedeutung für die Landwirtschaft. Diss. Techn. Hochschule München. 1921.
 19. H. GAMS: Übersicht der organogenen Sedimente nach biologischen Gesichtspunkten. Naturw. Wochenschr. N. F. 20. 1921.
 20. P. EHRENBERG: Die Bodenkolloide. 3. Aufl. 1922. S. 419—423.
 21. S. RUOFF: Das Dachauer Moor. Eine pflanzengeogr.-landsch. Studie. Ber. d. Bayr. Bot. Gesellsch. Bd. 17. 1922.
 22. W. KOEHNE: Erläuterungen zur Geol. Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Dachau und Pasing. München 1922.
 23. H. GAMS und R. NORDHAGEN: Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. Mitt. d. Geogr. Ges. München. 16. Bd. 1923. 2. H.
 24. O. FRITZ: Vorkommen u. Verwendung nutzbarer Kalksteine in Süddeutschland. Kalkverl. Berlin 1925.
-

Inhalts-Übersicht.

Der Alm im allgemeinen	59—73
1. Eigenschaften	59—64
2. Bildungsweise	64—73
Der Alm von Tutting	74—84
1. Die geologischen Verhältnisse.	74—79
2. Die Almablagerung	79—84
Literatur über den südbayerischen Alm	85



Die Tiefbohrungen bei Röthenbach und Neunkirchen i. Opf. im Jahre 1911.

Von

L. v. Ammon † und Otto M. Reis.

Die nachstehenden Ausführungen sind aufgebaut auf eine ganz kurze Darstellung der Bohrprofilfolge der Bohrung von Röthenbach I durch Oberbergdirektor L. v. AMMON im Jahre 1911, welche derselbe zum Teil an der Bohrstelle selbst¹⁾ aufnahm. Nach dem Abschluß der Bohrung kam eine gewisse Anzahl von Bohrkernstücken in den Besitz der Sammlung der Geologischen Landesuntersuchung, welche nunmehr, wenigstens in einer Anzahl von Kernen, eine genauere Kennzeichnung der durchfahrenen Gesteine ermöglicht. Dr. L. v. AMMON und Dr. AUG. ROTHPLETZ haben zusammen die Bohrstellen von Röthenbach II Neunkirchen besichtigt; wir kommen auf ihre stratigraphische Deutungen zurück. Die erste von zwei Bohrstellen, deren Gesteine hier hauptsächlich behandelt werden, ist an der Rablmühle bei Röthenbach unweit Mantel; sie befindet sich im Rotliegenden. Die zweite Bohrstelle, auf deren Ergebnisse nach v. AMMON unten nur beiläufig Bezug genommen wird, liegt bei Neunkirchen, ungefähr ebenso weit (3—4 km) nordöstlich von Mantel, wie die Rablmühle südwestlich liegt; sie ist ebenfalls im Bereich des Rotliegenden angesetzt. Deren Bohrkern befinden sich im Luitpoldhaus in Nürnberg. Von Röthenbach I liegen Kerne erst von 166 m an vor; der Umfang des Kernmaterials zur näheren Untersuchung ist wohl genügend, wenn auch nicht sehr groß, im ganzen liegen rund 10 m Kerne vor, welche sich auf die einzelnen Abteilungen mehr und weniger gleichmäßig verteilen.

Beschreibung der Kerngesteine der Bohrung Röthenbach I.

Bis 0,3 m Humus; von 0,3—4,00 = 3,7 m roter Kies; von 4,00—5,5 = 1,5 m grobes Gerölle; von 5,5—9,5 = 4,0 m roter toniger Kies (v. A.)²⁾ Von 9,5—116,2 = 106,7 m „Rotliegendes (v. A.)“, wohl hauptsächlich rote tonige Schiefer; von 116,2 bis 166,0 = 49,8 m hellroter Sandstein.

166,0—294,5 = 128,5 m „rotes Sandstein-Konglomerat“ (v. A.). Eine Probe 168.70 zeigt einen 16 cm langen Kern mit einem Kernbruchstück aus einer mehr breckzienartigen, gelagerten Aufschüttung von flachen Gneis-Scherben, welche

¹⁾ Zum Zwecke einer Gutachtensabgabe über die Möglichkeit eines Kohlenfundes in der Weidener Gegend.

²⁾ Die mit „(v. A.)“ hinten gezeichneten Absätze sind die ersten vorläufigen von Oberbergdirektor v. AMMON im Jahre 1911 niedergeschriebenen Kennzeichnungen, welche von ihm nicht weiter im einzelnen ausgearbeitet wurden; sie sind nicht überall glücklich gefaßt.

durch ein hellziegelrotes, tonarmes, grob- bis feinkörnig verkleinertes Bindemittel derselben Abstammung verkittet sind (Gneis-Granitbrocken-Arkose).

Von 222,5—235,0 m „geht viel Spülwasser im Bohrloch verloren, also wahrscheinlich eine Kluft“ (v. A.).

294—342 = 47 m „rote sandige Schiefer mit Sandstein und Konglomeratschichten wechselnd“ (v. A.).

295,8—296 m „hellrote Sande, feinkörnige Schiefer und Sandsteine mit zwei bis vier Finger breiten Lagen eines weißen Sandsteins, abgerundete Körner und Kaolinbindemittel, horizontal“ (v. A.).

I. roter, glimmerführender, feinsandiger bis toniger Sandstein; auf den feinglimmerigen Abspaltungsflächen feine Kriechspuren; II. handhohe Lage eines weißlich grauen, grobkörnigen, etwas arkosigen Sandsteins mit dunkelgrauen Glimmerputzen; III. mittel- bis feinkörniger und roter Sandstein mit einzelnen groben ockerigen Körnern; IV. feinkörniger, roter, toniger Sandstein mit zwei Glimmern auf den Abspaltflächen und einer grobkörnigen, einseitig weißlich entfärbten, grobkörnigen, zum Teil rundkörnigen Einschaltung.

342,0—376,7 = 34,7 m „harter hellroter Sandstein oder Konglomerat“ (v. A.).

376,7—642,0 = 268,3 m hellroter Sandstein mit sandigen roten Schiefen wechselnd (v. A.).

436—436,62 m „Bohrkern, der vorwiegend aus hellrotem feinkörnigem Sandsteinschiefer besteht, zu oberst eine etwa 10 cm starke Lage von weißem Sandstein“ (v. A.).

572,2 m „ein 40 cm langer Kern eines fleischroten Sandsteins (Quarz, Feldspat und Glimmerschüppchen) nebst dunkelrotem Schiefer mit grünen Streifen und Putzen; horizontal“ (v. A.).

Bei 642 m fängt ein Gesteinswechsel an, welcher von Anfang an als Grenze von Oberrotliegendem und Unterrotliegendem betrachtet wurde.

642—647,0 = 5,3 m „dunkelgrauer fettiger Schiefer“ (v. A.). Dieses Gestein ist nicht als „Schiefer“ zu bezeichnen, es fehlen ihm auch die glimmerreichen Schiefer-spaltungsfugen; beim Wiederanfeuchten bröckelt es in rundlichen Abspaltungsstücken ab, wie dies bei wetterunbeständigen Tonmergeln der Fall ist; es ist vorwiegend dunkelgrüngrau mit dunkelroten fleckigen Teilen. Es erscheint stellenweise kleinbröckelig und von schwärzlichen tonigen Schlieren durchzogen und besitzt vereinzelte graue und blaßrötliche kalkige Blättchen von rundlicher Gestalt.

647—793 m „rotbrauner und grauer sandiger Schiefer von

685,6 m an mit schwachen Gipsschichten“ (v. A.).

649 m „0,5 m langer Kern, bestehend aus feinem Korn und Glimmer, vielleicht Sandsteinbrocken von dunkler und mattrotgrauer Farbe und grüngrauen Schnüren, horizontale Schichtung“ (v. A.).

649 m violett rotbraun bis grünlichgrauer, länglich gefleckter, gemaseter bis gestreifter, sehr feinkörniger dolomitischer bis recht toniger Sandstein mit kleinglimmeriger Fugenabblätterung. Dr. SPRINGER hat in diesem Gestein folgendes nachgewiesen: Unlösliches 68,33%, $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ 7,40, CaO 6,80, MgO 3,62, H_2O (105°) 1,82, H_2O (Rotgl.) 1,82 + CO_2 11,85 = 99,82%. Die erforderliche Gesamtkohlensäure für Dolomit wäre 9,29%.

Bei 654 m und 659 m ist das Gestein (fast 70 cm langer Kern) stark tonig und hat ähnliche Eigenschaften wie die Proben zwischen 642 und 647 m; das

hervorragendste Merkmal ist erstens der schalig rundliche Zerfall des „Mergels“ bei der Wiederbefeuchtung und zweitens die fast nirgends fehlenden grauen dichten kalkigen Einschlüsse, welche bis zur Nußgröße anwachsen: sie sind häufig dem sehr gering ausgesprochenen Lagerungsgefüge nach verlängert, oft stehen sie aber auch wie in massig aufgeschütteten, umgelagerten Mergeltonen senkrecht oder senkrecht übereinander angeordnet, im übrigen recht regellos. Ein „Entfärbungshof“, wie er in der Umgebung ähnlicher Einschlüsse tiefer im Profil beobachtet ist, fehlt hier.

Zwischen 649 und 659 m sind 16 fast horizontale aber deutlich eingesprengte Kluffugen zwischen 1 und 5 mm Höhe, mit Fasergips¹⁾ erfüllt, abzuzählen.

674—679 m dunkelrotbraune mehr massige feinsandige Tone; auch diese sind schwach dolomitisch.

685 m bis grünlichgrau; es erweist sich stets, daß die grünlichgraue Färbung einen stärkeren Karbonatgehalt und stärkeren Feinsand besitzt als die roten tonigeren Abteilungen; hier eine 4 mm hohe wagrecht eingesprengte Fasergipsfuge.

690—695 m rotbraunes Gestein, grünlich verfärbt.

699 m grünlich feingemasertes feinsandig glimmeriges Gestein, in der Grundfarbe dunkelbraun und dolomitisch; auch hier eine 5 mm hohe ziemlich regelmäßig wagrecht eingesprengte Fasergipsfuge mit senkrechten Fasern.

750 m dunkelbraunrotes dolomitisch-kalkiges Gestein gleicher Art.

768,6 m gleichartig gefärbtes, toniges Gestein mit glimmerreichen Ablösungsfugen, mit Anhydritknoten von Kirschengröße, welche aus einer nicht ganz regelmäßigen Zusammenwachsung von Anhydritkriställchen bestehen; auch karbonatische Bindung liegt vor.

782,0 m immer noch dunkelrotbraun mit Anhydritknötchen, auch mit sehr kleinen. Diese mehr massigen Gesteine halten an bis

793,15—794,30 m „dunkelbrauner Kohlschiefer“ (v. A.).

794 m dunkel schwarzgraue bis dunkelgrüngraue, nun ausgesprochener schieferig spaltende, entschiedener kalkige Gesteine, welche im weiteren Gegensatz zu den vorhergehenden starke sogen. Austrocknungsrisse aufweisen, deren Stärke oder Auftreten überhaupt von dem reichlich beigemischten organischen, die dunkle Färbung verursachenden Schleim herrühren; an einer Stelle eine Glättung der Schichtfuge durch wagrechte Bewegungsvorgänge.

794,30 m im gleichen Gestein eine kristallisierte Tutenschicht von typischem Nagelkalkgefüge, d. h. von einer Mittellage ausgehende, nach oben und unten sich verbreiternd ausstrahlende und sich seitlich vordrängende und bzw. eingeschränkte, im senkrechten Anschnitt stengel- bis faserartig erscheinende, schalige Kristallisation, welche nach dem Hangenden und Liegenden an vorzugsweise wagrechten Toneinschaltungen abgestutzte Endigungen findet. Das Mineral ist Anhydrit; die feinen Toneinschaltungen, welche sich erfahrungsgemäß auch zwischen den strahligen Kristallschalen befinden, lassen hier auch mit HCl-Säure CO₂-Blasen sich entwickeln. Die Lage ist 10 cm dick. Eine andere hieher gehörige Probe zeigt mehrere lagenartige Verteilungen kleiner unregelmäßig sphärolithischer Anhydritputzen in schwarzem kalkigem Schiefer (8 cm). Dr. ABELE hat diese Lage untersucht und 36% CaSO₄ darin nachge-

¹⁾ Der Fasergips erhält fast theoretisch zutreffend nach Untersuchung von Dr. ABELE 20,70% H₂O.

wiesen und einen Glühverlust von 57,5% festgestellt, dessen Größe auf die Beimengung von Kalk zurückzuführen ist. Der Wasserverlust bei 105° C. ist 1,68 und der bei 130° nur 0,29. „Wenn das Mineral Gips wäre, so müßte es bei 130° den größten Teil seines Kristallwassers abgeben, also mindestens 5%; 36,21% CaSO_4 entsprechen 79% Gips mit 9,58% H_2O , woraus einfach hervorgeht, daß das CaSO_4 als Anhydrit vorhanden ist.“

797—929 m „rotbraune graue sandige Schiefer“ (v. A.).

800 m dunkelrotbraunes bis violettbraunes sehr feinsandiges Gestein wie zwischen 649 und 794 m; die Gesteine sind jetzt vorwiegend dolomitisch, sie sind fein gelagert, spalten aber nicht eigentlich schieferig ab. 808 m enthält Anhydritknöllchen (dol.), 810 m enthält Anhydritkriställchen im Inneren meist tonigerer Ausbildung; ebenso bei 813, 816, 819 bis 822 m, von 839 m an fehlt Anhydrit bis 863 m, woselbst der Dolomit wieder geprüft und auch CaSO_4 festgestellt wurde; bei 872 m ist das Gestein stärker graugrünlich und erheblicher dolomitisch, ebenso bei 875 m mit grünen streifigen Lagen; bei 880 m zeigen sich im dolomitischen Gestein wieder Anhydriteinschlüsse, ebenso bei 891 m; von da an ist das Gestein wieder eintöniger rotbraun und etwas gleichmäßiger tonig; nur bei 900 m ist wieder mit hellgrünlicher Verfärbung auch erheblicherer Dolomitgehalt angedeutet; bei 903 m ist wieder Anhydrit in dunkelrot toniger Masse vorhanden, bei 906 m ist der Dolomitgehalt merkbar; bei 926 m ist das Gestein eintönig rotbraun; überall zeigt sich viel kleiner Glimmer auf den nicht gerade ebenschieferigen Abspaltungsfugen; bei 928 m tritt ein dunkelgraues mehr schieferiges Gestein auf mit verkohlten Pflanzenresten, welches den Vorboten zu einer weiteren Reihe fast gleichartiger Gesteine von 929 m an darstellt; bei 929 m zeigen sich wieder Anhydritkriställchen.

929—932,7 m = 3,5 m „grauer und schwarzer Schiefer“ (v. A.).

Bei 929, 930, 931 m treten dunkelschwarzgraue (oder graugrünliche) bis braungraue, leicht und ebenflächig zersplattende, schiefer-tonartig-glimmerarme, kalkig-tonige Gesteine (Mergelschiefer) auf; vereinzelt zeigen sich Reste riedgrasartiger Halme.

932,7—932,95 m. Unter rotbraunem feinsandigen Gestein folgt ein hellrötliches festes hartes und dichtes Gestein mit unregelmäßig gewachsenen Einschlüssen und endlich mit einer abschließenden Lage von reinerem wie spätigem Anhydrit. Das auffällige Gestein wurde chemisch und mikroskopisch untersucht. Die mikroskopische Untersuchung ergibt ein pflasterartiges Gemisch von nicht regelmäßig umgrenzten Flecken, von welchen die größere Zahl Anhydrit und die kleinere Karbonat ist; der Anhydrit ist im Innern nicht gleichmäßig hell, sondern zeigt trotz einheitlicher Auslöschung ein Gewirr verschiedenartiger kleinster, recht unregelmäßig länglich, fast eckig begrenzter Teilchen, welches Gefüge verständlich wird, wenn man bedenkt, daß der Anhydrit aus Gips entstanden ist und dieser vorher körnig zerfallen ist und unregelmäßig aufgelöst wurde. Das Karbonat zeigt aber das gleiche Gefüge, es könnte aber auch aus Anhydrit umgewandelt sein und dessen Merkmale noch abgebildet haben. Zwischen diesen einheitlich auslöschenden Fleckenpflaster zeigen sich ganz schwach polarisierende, nicht sehr schmale Zwischenräume, wie von schwach sehr feinkörnig entglasten amorphen Füllungen, welche auch kleine eckige Quarztrümmerchen einschließen, ebenso wie auch die erwähnten deutlich kristallisierten Flecken

den Bruchquarz erkennen lassen; es müßte die sehr feinkörnig quarzig entgaste Masse eine Hornsteinausscheidung sein, von deren Opalabstammung die Analyse nichts mehr erkennen läßt.

Die chemische Analyse von Dr. G. ABELE zeigt in einem ausgesucht kristallinen Band Anhydrit-haltiger karbonatischer Masse, welche bei 130° kein Wasser abgibt (vgl. oben S. 90) bei einem Glüh(CO₂)verlust von 7,31% noch 29,73% SO₃; der Anhydrit bildet fast die Hälfte (50,55%) des Gesteins. Eine Analyse ohne Rücksicht auf die Lagen stärkeren Anhydritgehaltes ergab: Unlösliches 64% SiO₂, dabei 10,90% an Kieselsäure gebundene Basen (Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO und MgO), R₂O₃ 1,70%, CaO 9,25%, MgO 0,67%, H₂O bei 105° C., H₂O bei Rotglut und CO₂ 6,62%, SO₃ 5,69% (Summa 99,98%). Von den 9,25% CaO sind 3,99% an SO₃ gebunden = 9,68% CaSO₄. Daneben besteht ein geringerer Kalk- und Dolomitgehalt. Der sehr geringe Rest des Opals konnte in der Analyse nicht zahlenmäßig festgestellt werden; in den 64% SiO₂ ist der verhältnismäßig geringe Sedimentquarz neben der in Quarz entglasten Opalkieselsäure enthalten.

Nachtrag: Dr. FR. HEIM hat neuerdings die Schiffe angesehen und ist mit dem dargestellten Befund bis auf die Erwägung der Möglichkeit einverstanden, daß das Urmineral, welches in fladigen Bruchstückchenformen in den einheitlich kristallisierten Anhydrit- und Kalzifelderchen in dichter Zusammenlagerung als Versuche auftritt, vielleicht eher auf zertrümmerten Anhydrit als auf Gips schließen lasse, jedoch ist er nicht ganz sicher. Zugleich macht mich Dr. FR. HEIM darauf aufmerksam, daß dieselbe Art der Verteilung kleinster Fladenfleckchen auch in den feinkörnigen Quarzfeldern sowohl etwas undeutlicher, aber auch stellenweise deutlich auftritt, so daß hier eine Verkieselung ebenso angenommen werden muß, wie eine Kalzitisierung des „Anhydrits“ (dies bestätigt auch die Annahme ursprünglich amorpher Kieselsäure neben kleinen Sedimentquarzsplittern).

932,95—941,5 = 8,55 m „rotbrauner sandiger Schiefer“ (v. A.).

Bei 932 und 938 m treten wieder Anhydritkristalle auf.

941,5—947 m „graue, schwarze Schiefer mit *Walchia*“ (v. A.).

Mit einer Zwischenschaltung von rotbraunen Schichten treten bei 944, 946 und 947 m dunkelgraue Schiefertone auf, welche bei 944 und 947 m *Walchia* enthalten.

947—980 m „rotbrauner und grauer sandiger Schiefer“ (v. A.).

Es sind die gleichen rotbraunen, sehr feinsandigen, auf den Abblätterungsfugen feinsten Glimmer zeigenden Gesteine bei 951, 954, 957, 960, 966 und 972 m wie oben zwischen 797 und 929 m. Bei 978 m geht eine fingerdicke, grob quer stengelfaserig mit Anhydrit zugewachsene Kluft schief steil durch den Kern hindurch.

980,0—985,7 = 4,7 m „schwarzer und grauer Schiefer“ (v. A.).

980, 981 und 983 m graue tonige Schiefer mit Austrocknungsrissen und knotigen Erhärtungen, bei 980 m mit *Estheria*, bei 981 m mit sandigen feinglimmerigen Einschaltungen, bei 983 m mit glanzkohlig erhaltenen halmartigen Pflanzenresten und *Walchia filiciformis*, auf der Unterseite mit streifigen Eindrücken, welche mit Eisenkies überzogen sind, wohl Pflanzenreste.

983—984 m streifige Eindrücke mit Anhydritkriställchen mit *Walchia* und verkohlten Halmen.

Bei 984 m schwärzlich graue Schiefer mit *Walchia* und kohligen Putzen; glänzende Schubfläche auf einer Seite und schiefe Aufreißung mit Anhydritkriställchen; eine muldenförmige, feinsandige und glimmerige Anschwemmungseinsenkung mit Anhydritkriställchen und schwärzlichen tonigen Zwischenlagen, welche oben wagrecht abschließen (3 cm). Einen weiteren Pflanzenrest auf der Unterseite bestimmte Prof. Dr. HIRMER in München als die Beblätterung einer *Subsigillaria*, etwa aus der Gruppe der *Sigillaria Brardi*.

Bei 985 m *Estherien* in Schicht mit sehr feinsandigen Quarzeinschaltungen, unterbrochen von schwärzlichen Tonlagen, quer durchsetzt von tonigen Zerreißungsspaltfüllungen mit Anhydritkriställchen.

985,7—995,3 = 9,6 m „rotbraune und graue sandige Schiefer“ (v. A.).

Bei 987 m ein feinsandig stark glimmeriger aschgrauer Schiefer; bei 987,5 m mehr schieferartig mit Austrocknungsrisen; 991 m entschiedener dunkelbraunrote Farbe, viel kleiner Glimmer bis 993 m; bei 995 m Übergang zu schwarzgrauem Schiefer mit Austrocknungsrisen.

995,3—998,0 = 2,9 m „grauer und schwarzer Schiefer“ (v. A.).

Von 995,3—996 m schwarzgrauer Schiefer, bei 996,80 1 cm Zwischenlage mit drei Anhydritkristallagen, kleinputzenartig, bei 997 m dasselbe halb sphärolithisch, halb zweiseitiges Tutengefüge, bei 998 m fein gebänderte Wechselagerung von glimmerigem Feinsand und Ton.

998,0—1000,0 = 2,5 m „grauer stark sandiger Schiefer“ (v. A.).

Bei 999 m großglimmeriger Sandstein mit 2,5 cm dicker Lage von kleinen Anhydritputzen in Stecknadelkopfgroße.

1000—1133 m = 132,7 m „grüner und rötlicher, stark sandiger Schiefer mit festen Sandsteinschichten wechselnd“ (v. A.).

1000 m rotbrauner Schiefer, feinsandig mit feinglimmerigen Abblätterungsfugen, bei 1002 m Sandstein mit Biotit, bei 1005 m sehr unregelmäßige feinkörnigste Sandsteinschmitzen mit licht rosafarbenem angehauchtem Glimmer; bei 1007 m unregelmäßig wellige Sandsteinschmitzen mit dünnem Tonhäutchen; bei 1011 m feinsandige Schmitzen mit Böschungsschichtung; bei 1013 m sandarmes toniges Gestein; bei 1016 m unregelmäßig gewellte Sandsteinschmitzen in feinstglimmerigem dunkelrotem sandigen Ton,¹⁾ immer von der gleichen Art wie bisher; bei 1019 m tonig fast ohne Sand; bei 1021 m wieder mehr Feinsand; bei 1023 m dickere Feinsandschmitzen bis 1029 m. Diese Lage wurde von Dr. ABELE und Dr. SPRINGER analysiert: SiO_2 45,50%, TiO_2 0,75%, Al_2O_3 20,85%, Fe_2O_3 6,40%, CaO 5,35%, MgO 3,26%, K_2O 4,11%, Na_2O 1,11%, H_2O (105%) 2,60%, Glühverlust 9,33%. Der sehr hohe Wassergehalt bei 105% sowohl als bei Rotglut in Verbindung mit dem verhältnismäßig hohen Al_2O_3 -Gehalt lassen mit Sicherheit auf Tonsubstanz schließen.

Von 1029—1042 m graue Färbung vorherrschend; bei 1029 m aschgraue feinsandige glimmerige Schiefer mit kohligen Bröckchen, *Estherien* und *Walchiaresten*; bei 1034 m grau und stark tonig mit Austrocknungsrisen und Anhydrittutenlage (6 cm); bei 1037 m feingelagerter, feinsandig und feinglimmerig absplitternder grauer Schiefer mit einer dünnen Anschwemmung von Anhydritkriställchen; bei 1040 m feinstglimmerig absplattender Sandstein mit ebenso scheinbar angeschwemmten Anhydritkriställchen in Schmitzen.

¹⁾ „Ton“ vgl. S. 97 Anm. 2.

Von 1042—1096 m vorwiegend braune, wechselnd tonige und sandige Gesteine; bei 1042 m bräunliche, feinsandig-glimmerig abspaltende Schiefer mit schlecht erhaltener *Walchia*; bei 1043 m Sand und Ton wechselnd mit Übergang in rotbraune Färbung; bei 1044 m feinkörnige Sandschichtchen (1 cm) in braunrotem, sehr feinglimmerigem Ton (nicht eigentlich Schiefer-ton), hier auch Biotit; bei 1046 m tiefgrauer, etwas unregelmäßig abblättern-der, toniger Schiefer; bei 1047 m zweiseitiger Tutenanhydrit im bräunlichen, feinstglimmerigen, sandigen feingelagerten Ton und senkrechte, mit Anhydritkriställchen durchspickte Spältchen, einheitlich zusammenhängend und davon ausgehend; bei 1049 m grauer Sandstein (3 cm) mit zwei Glimmern, etwas größer blätterig; bei 1050 m senkrechte Anhydritspältchen in dunkelbraunrotem, feiner glimmerigen Ton; bei 1055 m Ton mit vielen kleinen, feinstkörnigen, unregelmäßig schmitzigen Sandeinschaltungen, was bei 1058 und 1061 m wiederkehrt; bei 1064 m ist das Gestein wieder tonig und gleichmäßig dunkelrotbraun, desgleichen bei 1067, 1070 und 1072 m; bei 1070 m treten wieder feinstsandige Einschaltungen auf; bei 1080 m fast gleichförmig sehr feinsandig tonig mit kleinen Kalkknöllchen in dolomitischem Gestein, welche zarte Septarienrisse besitzen; bei 1083 m wieder feinstsandig und unregelmäßig schmitzenhaft, desgleichen bei 1086, 1089 m; von 1092—1097 m feinstgeflaser- te Sandeinschaltungen.

Von 1100—1133 m rote tonige, zum Teil grünlich gefleckte dolomitische Schichten mit Sandsteineinschaltungen von zunehmendem Korn; bei 1100 bis 1106 m etwas gröber körnige Sandsteine als bisher, mit zwei Glimmern.

Bei 1102 m dichtes graues, wie tonsteinartig aussehendes Gestein mit einzelnen Glimmerblättchen (auch Biotit). Der Dünnschliff durch das schwer aufzuhellende Gestein zeigt verhältnismäßig wenig Quarzsplitter und unveränderten Glimmer, desto mehr faserige, schuppige Bestandteile und einen Karbonatgehalt. Die Analyse von Dr. SPRINGER ergab: Unlösliches 83,40% (63,40% SiO₂, 20,00% an SiO₂ gebundene Basen — Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO etc.), Al₂O₃ + Fe₂O₃ 4,85%, CaO 2,30%, MgO 1,30%, H₂O (105°) 2,19%, H₂O (Rotgl.) und CO₂ 5,27% (Summa 99,31%; die Alkalien wurden nicht bestimmt).

Bei 1110 m tritt eine Sandsteineinschaltung auf, welche kirschengroße Knöllchen von Anhydrit aufweist und an der Schichtfläche Austrocknungsrisse erkennen läßt; es ist nach unten das letzte Auftreten von Anhydritknöllchen.

Bei 1113 m ein grobkörniger ockeriger Sandstein mit größerem Glimmer; ebenso einzelne Lagen bei 1116 m, hier ist der rote Sandstein grüngrau gefleckt, die grünen Flecken zeigen einen stärkeren Dolomitgehalt als das rote Gestein; bei 1118 m ist das Gestein feinsandig, enthält aber größere Glimmerblättchen, hier scheinen die grauen Flecken eher kalkig als dolomitisch; bei 1119 m dunkelgrauer Sandstein, die Abspaltungsfugen mit großblättrigem weißem Glimmer; bei 1120 m dunkelbraunroter Ton mit 8 cm dicken, graugrünen, sandigen Einlagerungen und großen weißen Glimmerblättchen; die grauen Lagen sind stärker dolomitisch als die roten. 1124 m roter Ton mit Sandstein-schmitzen sehr feinkörnig, kleinglimmerig, mit Böschungslagerung; graue Flecken in ihnen sind dolomitisch-kalkig; bei 1127 m dunkelroter Ton mit kalkigen grauen Flecken; 1130 m Ton wie vorher mit unregelmäßigen, feinsandigen Einschaltungen.

Von 1133—1134 = 1 m „Konglomerat“ (v. A.).

Bei 1133 m graubrauner, etwas grobkörniger arkosiger Sandstein; bei 1134 m

sehr grobkörnige, fast konglomeratische Arkose, zum Teil dunkelrotbraun (25 cm), mit kreisrunden Entfärbungsflecken.

Von 1134—1142 = 8,0 m „roter sandiger Schiefer“ (v. A.).

1137 m rötliches, z. T. grün verfärbtes Tongestein mit Kalkknöllchen; 1139 m das gleiche, 1140 m dunkelrotes, grüngeflecktes hier karbonathaltiges Tongestein.

Von 1142,0—1143,3 = 1,3 m „Konglomerat“ (v. A.).

Bis 1142,5 m fein und grobkörnig gelagerte bis konglomeratige Arkose mit Granit- und einzelnen Gneisgeröllen, kleinblättrige Glimmer.

1143,3—1203,5 m „roter und grauer Schiefer mit harten Sandsteinschichten“ (v. A.).

1144 m dunkelrote Tone mit einzelnen kleinen Feldspatkörnchen und heller rötlichen Kalkeinschlüssen; 1147 m grauer Sandstein mit grünlichgrauen Toneinschlüssen mit Kalkknöllchen; das eigenartige Gefüge scheint entstanden durch eine zerrissene „Wicklung“; 1150 m dunkelrotbraun, mit feinkörnigen dolomitisch gebundenen Sandschmitzen; 1153 m feinkörnige Sandsteine mit glimmerreichen Abblätterungsfugen; 1156 und 1159 m wieder mehr toniges Gestein bis 1162 m, hier etwas weniger feinkörniger Sandstein, offenbar gewickelt; 1165 m harter feinkörniger, feingelagerter Kalksandstein, 1168 m dunkelviolettbraune Tone mit einzelnen Kalkknötchen, 1171 m graue, in dunkelviolettroten Ton verwickelte und verzahnte, etwas härtere Einschaltung mit tonsteinartiger Bindung, 4 cm auch kalkig erhärtet; 1177 m grauer, feinflaseriger Kalksandstein wie von sandigen Kalklinsen, 1180 m nicht mehr als feinkörniger Sandstein zu bezeichnen, dunkelbraunrot, wie die Proben seit 1120 m.

Bei 1186 m mehrere horizontale Schubflächen in rotbraunem Ton, 1187 m grauviolettrottes, feinsandig-schieferiges Gestein mit glimmerreichen Abblätterungsfugen; 1190 m dolomitisch gebundener, fester, fast feinkörniger, dunkelrotbraunvioletter Sandstein mit zwei Glimmern und zahlreichen Linsen verlängerter, mit Septarienrissen versehener graugrüner Kalkbröckchen bis zu 3 cm Dicke und 5 cm Länge; 1191 und 1192 m feinkörniger, toniger Sandstein mit vielen kleinen Kalkknöllchen, 1194 m dunkelblaugraue, feinkörnige dolomitische Sandsteine mit Kalkknollen (Septarienrisse!) in nach der Lagerung verlängerter Gestalt mit glimmerreichen Ablösungsfugen; um die Kalkknollen herum ist das Gestein wie meist hell entfärbt. Dieselbe Meterhöhe hat ein Kernstück dunkelrotgrauen, festen Sandsteins mit fast durchweg aufrecht stehenden, verlängerten grauen Kalkbrocken mit geringer Entfärbung, hier eine 11 mm breite, senkrechte Kluft mit stengeliger Kristallfüllung,¹⁾ benachbart senkrechte Schubstreifen, auch Nachbewegungen auf der Kluft! 1200 m dolomitischer Sandstein in rotem, grüngeflecktem Ton; hier Bewegungsflächen; 1202 m feinkörniger, dolomitischer Sandstein, dunkelrot und grüngefleckt; hier eine schiefstehende Zerreißungsfläche mit senkrecht abfallenden Schubstriemen.

Von 1203,5—1206 m „hartes Konglomerat“ (v. A.).

1203,2 m gröberkörnige, dunkelrotbraune Arkose; 1204 m sehr grobkörnige hellrötliche Arkose mit größeren Quarzbröckchen und glitzernden Quarzkörnern; etwas heller bei 1205 m.

¹⁾ Diese Spaltenfüllung besteht nach Dr. ABEL'S Feststellung aus 79,36% Anhydrit, aus 16,72% kieseligem Gangverunreinigung, aus wenig Kalk und Magnesiakarbonat, Ton und Eisen (insgesamt rund 4%). Das Karbonat besteht in flockigen gelblichen gestaltlosen Einschlüssen im hellklaren Anhydrit, dessen stellenweise Zertrümmerung an das Bild des Vorstadiums der Anhydritkristallisation bei 932 m erinnert.

Von 1206—1209,50 m „rote und bläuliche Schiefer“ (v. A.).

1207—1208 m teils mittel-, teils feinkörniger, stellenweise grobbrekziöser, dunkelbraunroter Sandstein, ausgehend in dunkelroten, tonigen Sandstein mit Kalkbröckchen wie Gerölle. Hier wechselnd steil einfallende Schubstreifenflächen (73°); auch eine horizontale mit Fältelung der anliegenden Schiefer; hier wurde von v. AMMON und A. ROTHPLETZ eine Hauptbewegungsfläche angenommen; 1209 m hellgraubläulicher Ton mit roten Flecken (Rostfärbung) und kleinen Kalkknötchen.

1209,5—1213,9 m „Konglomerat“ (v. A.).

1211 m feste grobkörnige, konglomeratige Arkose mit Granit, Gneis und Glimmerschiefer-artigen, dunkelgrüngrau gefärbten Einschlüssen und viel Glimmer, das ganze hell grau-grünlich gefärbt. 1212 m feinkörniger, dolomitischer, dunkelroter Sandstein mit einzelnen groben Zwischenlagen; hier eine flach einfallende, geschrammte Schubfläche.

1213,9—1231 m „roter und blauer Schiefer mit Sandstein“ (v. A.).

1214 m feinsandiger, feinglimmeriger, dunkelroter, toniger Sandstein, in dem noch Schubspalten mit senkrecht gestellten Schrammen auftreten; 1217 m zugig grüngrau verfärbter, dunkelviolettroter Ton mit aufrecht stehenden roten Kalklinsen mit grauem Rand und zahlreichen dünnfladigen Einschlüssen, wie dünn beginnende Kalkkrusten; 1219 m feinsandig feinstglimmeriger toniger Sandstein mit wechselnder Verteilung des Sandes; 1219 m dasselbe mit kalkigen Einschlüssen; hier noch eine Schubkluft mit senkrechten Schubstreifen; 1221 m Sandstein wie vorher; 1222 m etwas gröber körnig mit zwei Glimmern, großblättrig; 1225 m dunkelziegelrotes Tongestein; 1227 m desgleichen mit unregelmäßigen Kalklinsen, in deren Umgebung der Ton hellgraugrün und weniger fest ist (wagrechte Bewegungskluft); einzelne zweiglimmerige Sandsteinzwischenlagen sind vorhanden, ebenso mit Kalklinsen in Kartoffelform, in deren Umgebung eine grünliche Entfärbung eingetreten ist; 1228 m, hier sind die Kalklinsen bis faustgroß; 1229 m zum Teil grobkörniger, dolomitischer Sandstein mit einer starken senkrechten Kluft, welche mit Aragonitfüllung geschlossen ist; 1230 m roter Ton mit sandigen, stark dolomitischen Einschaltungen in Böschungslagerung.

1231—1233,9 m „Konglomerat“ (v. A.).

Grobkörnige Arkose mit etwas kaolinisierten Feldspäten; manche Quarzkörnchen haben eine bräunliche Kruste wie der bekannte Wüstenlack.

1233,9—1246,5 m „roter Schiefer mit Sandstein und Konglomeratschichten wechselnd“ (v. A.).

1235 m roter Ton mit Kalkbröckchen, in deren Umgebung der Ton grüngrau ist (flach schiefe bis wagrechte Schubfläche).

1236 m roter, sandiger Ton mit glimmerreichen Abspaltungsfugen, eine grobkörnige dolomitische Einschaltung zeigt tonige rote Flasern.

1238 m roter, feinsandiger Ton mit feinglimmerigen Abspaltungsflächen mit grünlichen karbonatischen Bröckchen bis 1240 m; hier regelmäßig abspaltend.

1244 m in grünliche Sandschiefer eingemagte, helle und rote, sehr ungleichmäßig grobkörnige, zum Teil großglimmerige Arkose.

1246,5—1263 m „rote Schiefer“ (v. A.).

1248 m unregelmäßig spaltender, dunkelbraunroter Ton, feinsandig, mit Feinglimmer-Abspaltungsfugen nebst Kalkknollen.

- 1251 m dunkelroter, feinsandiger Ton mit größeren und kleineren Kalkknollen mit Kalzitäderchen nebst grünlichem Hof; 1257 und 1260 m dunkelbraunroter Ton mit grünen dolomitischen Entfärbungsfladen.
- 1263—1274 m „Konglomeratiger Sandstein mit schwachroten Schieferschichten“ (v. A.).
- 1263 m eine stark arkosige Brekzie, zweiglimmerig mit glimmerschieferartigen Einschlüssen. 1270 m grünlichgraue, stärker kalkige, 1 cm hohe Lagerungsstreifen zwischen dunkelbraunroten und schwacher karbonatig gebundener Lage mit grünen Flecken.
- 1274 m etwas grobkörniger, zweiglimmeriger dolomitischer Sandstein mit kleinen Kalkknöllchen.
- 1274—1294 m „dunkelroter mit Sandstein durchsetzter Schiefer“; „von 1273 m an ist z. T. eine stärkere Neigung der Schiefer zu bemerken“ (v. A.).
- 1277 m dunkelroter, tonig gefläsarter dolomitischer Sandstein mit Glimmerabspaltungsflächen; 1278 m dunkelbraunrotes, unregelmäßig gelagertes, stärker einfallendes, toniges Gestein mit Zügen von Kalkknöllchen und -fläserchen; 1279 m toniges Gestein mit kohligem Häcksel; 1278 m wie vorher mit Kalzitäderchen; 1280 m tonig mit Kalkknöllchenlage; 1283 und 1286 m wie dunkelbraunrotes Gestein; 1278 m mit Kalzitäderchen. Dieser Kern ist mit zwei untergeordnet erscheinenden Schubharnischen tangential durchkreuzt; 1290 m grobkörniger, dolomitischer Sandstein mit Kalzitäderchen; 1293 m rot tonig mit grünen dolomitischen Flecken.
- 1294—1320 m „rote Schiefer mit Konglomerat und Sandstein wechselnd“ (v. A.).
- 1300 m dunkelrot toniger, sehr feinkörniger und feinglimmeriger Sandstein mit einer flachschief ins Gestein gesenkten (?) Bohrröhre mit graugrünem Hof.
- 1301 m über 9 cm grobkörnige, rötliche Arkose, seitlich verfärbt, mit roter, sandiger Glimmertonzwischenlage mit kleinen Biotitblättchen; 1304 m tieferer, toniger Sandstein mit Austrocknungsrissen und Wurmröhrendurchbohrungen wie im Plattensandstein; 1307 m tieferer, toniger, dolomitischer Sandstein mit grünen, kalkigen Flecken; 1309 m dunkelroter, toniger, glimmeriger Sandstein mit grünlichen, kalkhaltigen Streifenlagen.
- 1309 m „grobes Konglomerat“ (v. A.).
- 1312 m grobkörnige Arkose, nicht eigentlich rundkörnig, mit sehr viel Biotit; die dunkelbraunrote Farbe ist fleckig entfärbt; 1315 m dasselbe mit nußgroßen Granitbröckchen, mit kleinglimmerigen, glimmerarmen Fugenabspaltungen.
- 1321 m „grobes Konglomerat mit viel Urgebirgsfragmenten“ (v. A.).
- Konglomeratig, mit stellenweise angereichertem tonigem Bindemittel der Gerölle. Das grobe Korn bzw. die Gerölle bestehen aus großen (Pegmatit-) Feldspäten, feinkörnigen Graniten, nicht sehr großen Quarzen und einzelnen Glimmergneis-artigen Gesteinen.
- 1323 m¹⁾ etwas weniger konglomeratig, mit abgerollten Feldspäten, mit Übergängen zu tonigen Zwischenlagen.
- 1325 m Konglomerat aus Granitbruchstücken, mittel- bis feinkörnigem Feldspatbruch mit einzelnen dunklen Glimmergneis-artigen Stückchen; Übergang zu Sandstein.
- 1326 m sehr grobkörnige Arkose mit einzelnen Granitbruchstücken und dunklen Glimmerputzen.

¹⁾ Von dieser Tiefe ab handelt es sich nicht um an der Bohrstelle von Dr. v. AMMON zusammengefaßte Verbände, sondern um hauptsächlich von mir gegebene Kennzeichnungen der in der Sammlung befindlichen Bohrkernstücke. Dr. O. M. REIS.

- 1328 m grobkörnige Arkose mit handhoher Einschaltung einer konglomeratigen Lage aus nicht abgerollten Granitstückchen, großen Feldspäten, Biotitputzen und dünnen tonig-sandigen Zwischenschaltungen mit zwei Glimmern.
- 1332 m grobkörnige Arkose mit hellen Quarzbruchstücken und schwach hämatisiertem Biotit.
- 1333 m konglomeratisch mit Granit und häufigerem, zum Teil chloritischem, zum Teil hämatisiertem, glimmerreichen, feinschieferigen Gneis.
- 1338 m dunkelroter (wie alle die bisherigen Gesteine), grob- bis mittelkörniger, ockeriger Sandstein.
- 1341 m feinkörniger Sandstein mit glimmerreichen Ablösungen, grünen Flecken und Bohrröhren (1304 m). Die grünen Flecken sind lagerhaft walzenförmig verlängert.
- 1342 m streifenweise grobkörniger Sandstein mit zwei Glimmern (viel Biotit) in deutlicher Böschungslagerung.
- 1345 m toniges Gestein mit mittlerer Sandsteineinschaltung, Kalkknötchen und kalkiger Sandstein; grüne Flecken im Tone und weißliche Flecken im Sandstein sind kalkig.
- 1348 m grobkörnige Arkose mit viel Biotit.
- 1353 m dunkelrotes Tongestein mit reichlich eingesprengten Kalkknöllchen.
- 1354 m grobkörnige Arkose in konglomeratiger Ausbildung, große Feldspäte und dunkle, sehr glimmerreiche und feldspatarne Gneisstückchen mit viel beigemischtem feinem Glimmer.
- 1356 m grobkörnige Arkose mit einzelnen stärker hämatisierten Feldspäten und Gneisbröckchen.
- 1359 m toniges Gestein mit kleinen grünen Flecken mit Kalkkern (4 cm).
- 1361 m grobkörnige Granitarkose mit einzeln stark hämatisierten, feldspatarmen Glimmergneisbröckchen, nach oben tonig abgeschlossen; bei 1364 m ist der Tongehalt etwas geringer und die Farbe etwas heller.
- 1367 m dunkelrotes, feinkörniges, tonig-sandiges Gestein.
- 1370 m dunkelviolettroter, feinkörniger, feinglimmeriger, dolomitischer Sandstein mit grobem Korn und Granitgneisbröckchen.
- 1377 m braunrote, grobkörnige, dolomitische Arkose mit Glimmerputzen und helleren Verfärbungsflecken.
- 1380 m toniges Gestein, unten etwas dolomitisch und sandig, enthält zwei über nußgroße Granitgerölle; darüber eine arkosige Lage (2 cm) und wieder Ton¹⁾ mit grünlichen Flecken.
- 1385 m toniges Gestein mit grobarkosigen Einlagerungen (5 cm), fleckig und zum Teil dolomitisch, mit zwei zum Teil vererzten Glimmern.
- 1387 m grobe Arkose mit vielen chloritisierten Glimmerputzen.
- 1393 m rote, fleckig verfärbte, grobkörnige Arkose mit Biotit (20 cm).
- 1398 m weißer, grobkörniger, arkosiger Sandstein.
- 1400 m grobkörnige Arkose mit großen Feldspäten und vererztem Glimmer.

Die Gliederung des Bohrprofils.

Dr. v. AMMON hat folgende Gliederung des Profils vorgeschlagen:

0—642 m Oberrotliegendes im allgemeinen;

¹⁾ „Ton“ kurzweg bedeutet im ganzen Profil nicht weichen plastischen Ton, sondern festes, vorwiegend toniges Gestein im Bohrkern.

642—1208 m Unterrotliegendes mit einzelnen dunklen Schiefertonzwischenlagen;

1208—1290 m, bei 1208 m Verwerfungsfläche, darunter Schichten von Oberrotliegendgepräge, weiters aber wiederum Schichten vom Habitus des Unterrotliegenden.

1290—1400 m Schichten vom Aussehen des Oberrotliegenden, die es nach seiner Ansicht auch wohl sind.

Auch A. ROTHPLETZ hat dieser Deutung keine ernstlichen Zweifel entgegengesetzt; dann müßten die oberrotliegenden Schichten von 1290—1400 m in steiler Überschiebungskluft vom Unterrotliegenden überschoben worden sein; die Überschiebungshöhe wäre ungewöhnlich beträchtlich, rund 600 m.

Gegen die Deutung des Oberrotliegenden bis 642 m ist keine Anzweiflung möglich; auch nicht gegen die damit zusammenhängende Deutung der Schichten von 642—1203 m als Unterrotliegendes schlechthin, wenn ich auch hier bei 1110 m einen Einschnitt mache, der von Bedeutung ist.

Das Unterrotliegende bis 1110 m ist gekennzeichnet durch sehr feinkörnige, gegenüber dem ziegelroten Oberrotliegenden violettbraunrote Sandsteine bzw. feinsandige Tonmassen, welche durchgängig einen gewissen Anhydritgehalt bzw. Gips- und Anhydriteinschlüssen besitzen, sowohl in Ablagerungseinschlüssen als auch in Zerreißungskluftfüllungen. Diesen rötlichbraunen sandigen Schichten sind an mehreren Stellen schwärzliche Schiefer eingeschaltet, welche nun auch „Schiefer“ genannt werden müssen; sie sind nicht nur durch organische Stoffe schwärzlichkohlig gefärbt, sondern enthalten auch tatsächlich in gewissen Lagen zahlreiche Pflanzenreste, welche durch die Artnamen *Walchia filiciformis* STBG. und *piniformis* gekennzeichnet sind; der Sumpfcharakter ist auch gekennzeichnet durch die auf organische Nahrung angewiesenen Estherien und durch den Einschluß reichlicher organischer Substanz, deren wohl kolloider Charakter zusammen mit dem kolloiden Ton die zahlreichen Trockenzerreißungserscheinungen verursachte und das ausgesprochene Schieferkennzeichen veranlaßte. — Ein wichtiges weiteres Kennzeichen dieser Einschaltungen ist der nie fehlende, öfter erhebliche Kalkgehalt. — Auch hier zeigt sich nicht unbeträchtlich der Anhydrit, Kalksulfat neben Kalkkarbonat, besonders in der Form der Tutenkristallisation. Diese Schichtenmasse entspricht in ihrem Korn und den grauen schiefer-tonigen Einschaltungen dem allgemeinen Begriff der Lebacher Schichten, wobei die sogen. Oberen Lebacher Schichten nicht in Betracht kommen können, da sie einer besonderen örtlichen Verhältnissen angepaßten Ausbildungsweise im Saar-Nahe-Gebiet zu verdanken sind.

Ich vermeide es hier, da ich binnen kurzem über die allgemeine Stratigraphie des süddeutschen Unter- und Oberrotliegenden mich aussprechen werde, darüber in Erörterung einzutreten, ob diese Schichten — Fauna und Flora sind bis jetzt nicht ausschlaggebend — nicht besser, wie DE TERRA (Neues Jahrb. f. Min. Beil. 51 S. 383—398) es beiläufig tut, als Obere Kuseler Schichten zu bezeichnen sind und ob mit DE TERRA die Lebacher Schichten „etwa“ der eruptiven Epoche bei Erben-dorf zugeteilt werden sollten. Ich möchte nur darauf hinweisen, daß in der Pfalz die „eruptive“ Epoche mit dem Ausgang der Oberen Lebacher am Heimatsort der Lebacher Schichten schwach beginnt und daß das „Mittlere“ Rotliegende besser zu streichen ist. In den Oberen Kuseler Schichten sind zwei Abteilungen mit Kohlenflözen und Fischresten zu unterscheiden, wovon die oberste das Hauptfischlager darstellt (Hooper Schichten); es ist aber nicht unmöglich, daß diese Ab-

teilung gerade noch den Fischechiefer der Unteren Lebacher einschließt — eine zusammenschließende Kartierung der Gegend fehlt leider und ist wegen starker Störungen schwer durchzuführen —, welche für sich über den Rand der tieferen Oberen Kuseler Schichten nach Norden transgredieren. — Ich habe daher vorläufig die GÜMBEL-v. AMMON'sche Bezeichnung „Lebacher“ Schichten in dieser weniger der vergleichenden Stratigraphie als der Kenntnis der vorliegenden Bohrkerngesteine der Röthenbacher Bohrung gewidmeten Studie übernommen.

In dieser Reihe von Schichten macht sich gegen Ende bis 1180 m eine Einschaltung von Kalkknöllchen bemerkbar, welche in der nächsten Abteilung kennzeichnender wird und eine andere Lage bei 1102 m, welche auch eine Änderung der Verhältnisse vorbereitet; sie ist auch bei 642—647 m vermerkt.

Von 1110 m an treten wieder mehr ziegelrotbraune Sandsteine und Tone auf, welche zu Einschaltungen von grobkörnigen, zum Teil fast konglomeratigen Arkosen neigen und tatsächlich Urgebirgskonglomerate enthalten. Neben diesen Schichten ist das kennzeichnende Merkmal hervorzuheben, daß die dolomitische Bindung vorwiegt und daß in tonigen und sandigtonigen Schichten hellgraue Kalkknollen-Einschlüsse mit ziemlicher Entfärbung der Umgebung eine größere Rolle spielen. Dies geht in einheitlicher Kennzeichnung der Gesamtfolge als Gesteine von der Art des Oberrotliegenden bis 1208 m, wo eine deutliche Störung durch das Ganze, Hauptstörungsfläche mit begleitenden Nebenschubflächen, von wo an v. AMMON erst Gesteine von „oberrotliegendem Gepräge“ angibt. In der Tat unterscheiden sich die Gesteine unterhalb der Verwerfung zunächst in gar keiner Weise von jenen über der Verwerfung. Wenn v. AMMON in seiner Zusammenfassung betont, daß bei 1257 m wieder Schichten der Art (der Farbe) des Unterrotliegenden unter 642 m auftreten, so gilt das in einigem Umfang von den Schichten zwischen 1240 und 1286 m. Dazwischen liegen auch wieder Arkosen, welche unter 642 m nicht vorkommen, und überall treten die kennzeichnenden grauen Kalkknötchen und Knollen auf; angeblicher Gips bei 1296 m erwies sich als Kalzit. Die Schubflächen bei 1283 m scheinen keine Verwerfungsbedeutung zu haben, sie sind flache Seitenschubflächen.

II geht,

Ich kann daher der Verwerfung bei 1208 m nicht die Bedeutung einer starken Verwerfungsfläche (Überschiebung von Unterrotliegendem über Oberrotliegendes mit über 600 m messender Verschiebungshöhe) zuerkennen.

Bei genauerem Vergleich des wirklichen Oberrotliegenden in den hangenden Schichten der Bohrung mit den tieferen nur dem Oberrotliegenden ähnlichen Schichten ab 1208 und ab 1290 m zeigen sich auch erhebliche Unterschiede; abgesehen von den fehlenden Kalkeinschlüssen sind die arkosigen Oberrotliegendschichten vielmehr im Sinne eines feldspatärmeren Sandsteins ausgebildet, welcher sich dem Buntsandstein ebenso annähert, wie er sich von den meist recht grob brekziösen, an frischen Feldspäten überreichen Arkosen der tieferen Schichten entfernt. Von einer Entfernungsänderung der Ausbildungsweise zwischen den tiefen und jüngsten Schichten kann nicht gut geredet werden; bei Annahme einer Überschiebungskluft von 70° (beobachtetem) Einfallen dürfte das angebliche tiefere Oberrotliegende von dem tatsächlichen höchsten nur etwa 37 m seitlich entfernt gelegen haben.¹⁾ Diese unbedeutende Entfernung berechtigt nicht zur Zurückführung der sehr großen Unterschiede auf eine andere Lage, etwa zum Urgebirgsrand, was

¹⁾ Bei einem solchen Einfallen ist die Horizontalverschiebung eines Punktes von 1208 m aufwärts bis zur Erdoberfläche nur 37 m.

für das Oberrotliegende im tieferen Bohrloch von Neunkirchen mit 8 km Entfernung der Bohrstellen wohl eher in Betracht kommen kann. Ich betrachte daher die Schichten von 1110 m abwärts als eine Einheit mit geringen Verwerfungsunterbrechungen; in der oberen Hälfte bis etwa 1309 m treten die Arkosen und grobkörnigen Sandsteine gegen die feinkörnigen dolomitischen Sandsteine, sandigen Tone und Tone mit grauen Kalkknolleneinlagerungen zurück, in der unteren Hälfte von 1309—1400 m häufen sich die Arkosen und grobkörnigen konglomeratartigen Schichten mit sich vermehrendem granitischem Urgebirgsschutt mehr und mehr an.

Wir hätten also in dieser unteren Abteilung des Unterrotliegenden eine den Kuseler Schichten entsprechende Schichtenfolge von 1110—1400 m, also rund 300 m starke, jedenfalls diese Zahl noch etwas, wenn auch nicht viel übertreffenden Mächtigkeit. Die Mächtigkeit der Unteren Kuseler Schichten, welche der Fazies nach zunächst in Betracht kommen, beträgt in der Rheinpfalz rund 350 m.

Wir haben in den verschiedenen Verbänden roter Schichten mit Arkosen, welche auf die im südlichen, der Saar-Nahe-Synklinale angelegenen Landesgebiet befindlichen Granitkerne zurückzuführen sind — das nördliche rheinische Schiefergebirge bringt verschiedene Faziesgebilde — in den Unteren Kuseler Schichten, in der untersten Abteilung der Oberen Kuseler Schichten und zum Teil auch in den roten Alsenzschichten mehr und weniger ausgedehnte Kalkeinschlüsse und Kalkbank-einschaltungen.

Das Fehlen jeglicher basischer und porphyrischer Gesteine in unserem Gebiet verweist darauf hin, daß die Zerstückelung des Grundgebirges ohne Vulkandurchbrüche ist, obwohl erhebliche Stöcke von Porphyry bei Edeldorf u.s.w. O. von Weiden bekannt sind. Es scheinen vielmehr tektonische Bewegungen hier gewirkt zu haben, welche ja den Beginn der produktiven Kohlenbecken und den Abschluß des Oberkarbons begleiten; Teile beider Formationsbereiche haben wir in der Nähe oder am Rande der bayerisch-böhmischen Masse. Es ist daher berechtigt, auch einen Vertreter der Kuseler Schichten im Bereich dieser Vorkommen anzunehmen. Nun haben wir allerdings am Rande zwischen Weiden und Erbdorf keine Vorkommen tieferer Schichten. Hierzu darf erinnert werden, daß am Nordrand des rheinpfälzischen Rotliegenden die Oberen Kuseler und Lebacher Schichten weit über den Bereich der Unteren Kuseler Schichten transgredieren, welche dort ein dem Karbon selbst näherliegendes Verbreitungsgebiet besitzen. Es würde für die Verhältnisse bei der Röthenbacher Bohrung angenommen werden können, daß die Lebacher Schichten ein randliches Transgressionsverbreitungsgebiet besitzen und die Kuseler Schichten gegen das Innere des damaligen Beckens vom Rande her zurückliegen. Eine neue Aufnahme des Randgebietes ist im Gange.

Das Auftreten des Anhydrits in der oberen und von Kalk in der unteren Abteilung des Unterrotliegenden.

1. Das Anhydritauftreten.

Von 649—693 m sind rund 20 fast wagrecht eingesprengte, von 1 mm bis zu 8 mm hohe, mit dichtem Fasergips erfüllte Kluftspältchen nachgewiesen: diese durchkreuzen die Lagerung ganz flach spitzwinkelig und haben öfters nach oben und unten flach abzweigende und wieder zurücklenkende Seitenklüftchen, wie sie nur durch Zerreißen entstehen können; es ist wohl das, was v. AMMON „schwache Gipsschichten“ nennt.

Erst von 768 m an treten, soweit die Kerne es festzustellen erlauben, die knotigen Anhydritputzen u. s. w. auf. Der Sulfatgehalt muß durch keine Spalten hergeleitet und meist als ursprünglicher Einschluß im wachsenden Gestein betrachtet werden. Sie sind bis 985 m angereichert in beiden Ausbildungsweisen der Lebacher Abteilung, treten wieder nach kurzer Unterbrechung zwischen 996 und 1080 m auf und endlich bis 1050 und 1110 m. Auch eine chemische Untersuchung (894,3 m) bestätigt die Anhydritnatur (Dr. ABELE).

Der Anhydrit „sandstein“ bei 932,7 m enthält zwischen 10 und 50% Anhydrit.

Dennoch ist das Vorkommen von Anhydrit nur recht zurücktretend und beiläufig.

Die Putzen von Anhydrit sind nicht nur in den Anhydritknotenschiefern des Perm oder dem Anhydrit des Mittleren Muschelkalks feinkörnig dicht, sondern noch makroskopisch faserig-stengelig mit nicht streng sphärolithisch rundstrahlig gefügter Anordnung. Wohl zeigen sich fast kugelige Gebilde, aber es besteht kein Mittelpunkt regelmäßiger Ausstrahlung; die stengeligen Fasern liegen sogar öfters ziemlich regelmäßig nebeneinander, wobei es allerdings vorkommt, daß fiederstellig seitlich sich kleinere Kriställchen ansetzen. In einem Falle hat es den Anschein, als ob ein größeres Kriställchen in der Schichtebene läge, also geflötzt wäre, und daran innerhalb der Schicht nach oben und unten Anwachsungen stattgefunden hätten.

Wir haben bei 984 m aber auch das deutliche Bild einer Anflötzung von Anhydritkriställchen in feinsandigen Zwischenlagen in schwärzlichen Tönen, allerdings nicht ohne wieder die erwähnten Aus- und Nachwachsungen.

Bei den meisten knolligen Vorkommen hat man den festen Eindruck, daß, wie die Nachwachsung an Ort und Stelle erfolgt, auch der erste Beginn der Kristallbildung in einer noch weichen Schicht stattfindet, d. h. aus dem Lösungsgehalt der Schicht seinen Anfang und seine Entwicklung bezieht.

Eine gewisse Bestätigung dieses Bildes ist geboten durch das Auftreten der Anhydrit-Tutenkristallisation (bei 794, 797, bei 1034 und 1047 m), die in den Lebacher Schichten des Saar-Nahegebiets mit Kalk, Dolomit etc. als Tuten- oder Nagelkalk beobachtet ist; es ist die typische Form eines zweiseitig nach außen wachsenden, meist von einer Mittellage ausgehenden, halb und grob sphärolithischen, strahligen, aber flächenhaft lagenartig gebundenen konkretionären Kristallwachstums, welches entweder einen Teil der vorhandenen tonigen oder tonig-sandigen Grundmasse der Schichtenlage in die Kristallisation einverleibt oder in reiner platzwechselnder Auskristallisation Teile dieser tonig-sandigen Schichtenanlage vor sich hertreibt; hierdurch würde in diesem mit der Lagerungseinteilung schon versehenen Ton durch den Kristallisationsdruck die endgültige Austreibung des Wassers beschleunigt, daß schließlich diese Tonrelikte aussehen, als ob sie aus schon völlig gehärtetem Schiefererton herausgebrochen und zwischen die Kristallsektoren und -schalen frontal und seitlich eingeschlossen wären; der Kristallisationsdruck verkrümmt allerdings auch sichtlich die Schichtungs- bzw. Schieferungsanlage in einem gewissen Umfange.

Von Wichtigkeit ist es zu versuchen, sich vorzustellen, wie die Kristallisation nahezu gleichmäßig nach oben und unten erfolgt, trotzdem eine gewisse Abgeschlossenheit der Schichtbildung, auch höher hinauf, Voraussetzung ist; bei der in 1047 m erwähnten Tutenschicht gehen ins Hangende und Liegende Zerreißen aus, welche wohl noch halbplastische Masse betroffen haben könnten und in welche die Tutenkristallisation sich nach oben und unten einheitlich, wenn auch verschwächt fortsetzt, gleichsam als ob nach oben und unten kein Gegendruck vorhanden oder

etwa vorhandener Gegendruck leicht vom Kristallisationsdruck überwunden werden konnte.

Eine weitere Schwierigkeit bietet die Tatsache, daß regelrechte normale Anhydritkristallisation auch inmitten einer längeren Reihe von Schieferschichten auftreten, welche als regelrechte zum Teil ziemlich kalkige Mergelschiefer zu bezeichnen sind. Kalk muß hier als der Schichtenanlage ursprünglicher zugehörig angesehen werden; inmitten von reinen Mergelschiefern kann der Kalk der auf ein paar Zentimeter Dicke beschränkten Tutenschicht nicht als aus Anhydrit entstanden gedacht werden.

Hinsichtlich der Tutenkristallisation sei auf folgendes verwiesen. Alle in viskoser Lösung oder auch in zähflüssigem Medium auskristallisierenden Stoffe haben die Neigung zu sphärolithischen Bildungen; die auf eine flache Schichtebene zwangsmäßig ausgeglichene sphärolithische Auskristallisation ist eben nichts weiter als das Tuten- oder Nagelkristallisationsgefüge. Ich erinnere daran, daß auch das Kolloid der Kohle im Laufe seltener Einwirkung Zersprengungsformen besitzt, welche der Tutenkristallisation völlig gleichen (vgl. Geogn. Jahresh. 1923 XXXVI Taf. II Fig. 9 S. 44). Ich bin überzeugt, daß hier wie dort das Ausschlaggebende die Eigenschaften der kolloiden Substanz sind, wenn sie, die zu rundlichen kugeligen Gestaltungen neigt, zwischen Schichtebenen zu plattiger Ausbreitung gezwungen wird.¹⁾

Eine Lösung der Schwierigkeiten bietet die neuere, zu berücksichtigende Auffassung der Entstehung von Anhydrit; aus dem Meerwasser und ähnlichen Lösungen scheidet sich nach VAN T'HOFF zuerst Gips aus bei Temperaturen z. B. zwischen 15 und 35° jahreszeitlicher Schwankung, wie man dies für Tropen kennt; es könnte das auch noch für Klimaten gelten mit *Walchia* und *Callipteris* (vgl. S. 98). Anhydrit bildet sich aber nur erst aus Gips bei Temperaturen von wenig über 100°, also bei einer Versenkung permischen Bodens in über 2000 m Tiefe (wenn damals das Temperaturgefälle vom Erdinnern nach außen nicht anders war). Nun bildet sich aber Anhydrit nur unter Abgabe von reinem Wasser. Dieses mußte die tonigen Schichten erweichen und so bewirken, daß die Auskristallisation aussieht, wie in einer ersten Schichtenanlage entstanden. Die Tutenkristallisation kann hier gut nach oben und unten auswachsen und in nach oben und unten ausstrahlende Spältchen sich fortsetzen. Diese Spältchen sind auch erklärbar durch die bei der Wasserabgabe (der Gipsschmelze) entstehenden Druckungleichmäßigkeiten.

Wenn ein bei 1194 m beobachtetes Faserkristallgänglichchen sich als Anhydrit¹⁾ erwies, so können aber die oberen in die Zone der Anhydritputzen noch hereinreichenden Gipsfaserpalten nicht mehr auf gleiche Weise entstanden gedacht werden; sie sind vielleicht in einer der jetzigen Tiefenlage vergleichbareren Tiefe erst zur tertiären Zeit entstanden und gleich als Gips ausgeschieden; sie wären ein Ergebnis tertiärer Bewegungen und später starker Abtragung des bis in die oberste Jurazeit sich stark aufbauenden Mesozoikums, dessen stufenweise Versenkung in große Tiefen in älterer Zeit die Anhydritumwandlung verursachte.

2. Das Auftreten der Kalkbrocken und -knöllchen.

Sie kommen in der oberen Abteilung des Unterrotliegenden bei 654, 679 und 1080 m vor; in der tieferen Abteilung treten sie zwischen 1137 und 1280 m

¹⁾ Die in vielen Tutenkristallisationen zu beobachtende Bänderung, welche „Pseudoklas“-artig auf und ab verschoben scheint, ist hier nicht zu beachten (vgl. Geogn. Jahresh. 1923 S. 15, S. 38. S. 44—47); vgl. auch Geogn. Jahresh. 1918 S. 46 und 1913 S. 287.

auf. Es muß sogleich hervorgehoben werden, daß die Kalkknollen nicht die Regelmäßigkeit und Linsenform der Geoden, sondern mehr die Gestaltung unregelmäßigen Wachstums (Kartoffelgestalt) besitzt. Bei 1080 m ist eine Septarienerreißung unverkennbar, ebenso bei 1190 und 1194 m. Wenn dies für eine Entstehung an Ort und Stelle durch Lösungszusammenziehung spricht, so dürfte dem nicht entgegenstehen, daß die verlängerten Geschiebe öfters mit ihrer größeren Längsachse senkrecht stehen. Wenn z. B. in ungestört scheinender Feinlagerung vier Kalkknollen in ziemlich regelmäßigen Zwischenräumen aufrecht gestellt sind, so spricht dies mehr für ein senkrechtes Höhenwachstum, wie bei Anhydritlinsen (Geogn. Jahresh. 1901 S. 110) oder wie bei Kohlenballen (Geogn. Jahresh. 1923 S. 38). Wenn eine größere Anzahl von Knollen anlagen nebeneinander liegen, so kann es leicht eintreten, daß die Lösungszufuhr im Innern der Schichtlage behindert, an der oberen oder unteren Grenze eben noch reichlicher möglich ist. An eine Umlagerung mit steiler Stellung ist wohl nicht zu denken (wie z. B. beim Geschiebewellenmergel im fränkischen Wellenkalk).

Auffällig ist die Tatsache, daß in der Umgebung der grauen Kalkknollen auch der sonst rote Ton in wechselnd breiten Streifen stets fast graugrün entfärbt ist: warum sind, wenn die Knollen autochthon entstanden sind, die Kalkknollen grau? Da ist nun hervorzuheben, daß bei einem Knollen der Schicht 1217 m der Kalkknollen rötlich ist und von außen her noch ein schmaler Entfärbungsrand den Farbton der Umgebung hat. Bei 1233 m reicht die ziegelrote Färbung des Gesteins noch zungenförmig als Färbungsüberbleibsel von außen nach dem Innern der Kalkknollen herein.

Es kann eine Erklärung darin gesucht werden, daß bei der gänzlichen Heranziehung des Kalkgehalts aus der noch ganz undichten Schicht nach den entstehenden Mergelkalkknollen hin zuletzt die Umgebung der Knollen am wenigsten zusammengeschlossen ist und daß hier sich das an anderen Lösungsbestandteilen angereicherte Schichtmutterwasser (mit Schwefelsäure) vorzugsweise bewegt und die ursprünglich rote Färbung verändert. Die Septarienerreißung beweist auch einen inneren groben Raumschwind, der auch im kleinen (als Folge kolloider Ausfällung des Kalks) sich auswirkt und vielleicht auch die erwähnte Feuchtigkeit in die Kalkknollen mit ansaugen hilft. Hierdurch werden mitsamt der Umgebung auch in so außerordentlich reichlichem Umfang die Kalkknollen ziemlich regelmäßig entfärbt. Eine rückwirkende Teilnahme der Kalkknollen an dem Vorgang ist wohl nicht zu umgehen; es ist aber keine unmittelbare und keine rein chemische Einwirkung, sondern eine Gesamtheit von Zuständen und Einflüssen in der ersten Zeit der Erhärtung unter dem Verschwinden der der Schicht beigegebenen Mutterfeuchtigkeit.

Die Bohrung von Neunkirchen.

Von Dr. L. v. AMMON.¹⁾

1379 m tief

Bis zur Tiefe von 960 m fehlen die Bohrkerne ganz; die Gliederung wird folgendermaßen durchgeführt: Von 0—1100 m Oberrotliegendes; von 1100—1400 m Unterrotliegendes. Ein für den Zwischenraum zwischen 962—1004 m kennzeichnender Bohrkern zeigt einen arkosigen mittelkörnigen rötlichen Sandstein, ein Stück zwischen 1004 und 1010 m besteht aus sandigem graugetüpfeltem Rötelschiefer;

¹⁾ Kurzer Auszug aus dem obengenannten Bericht; die Bohrkerne befinden sich in Nürnberg im Naturhistorischen Museum.

zwischen 1010 und 1032 m findet sich ein rotes, grobes, an granitischen Trümmern reiches Konglomerat und sandiger Rötelschiefer; bei 1017 m grober, rötlicher Sandstein mit viel frischen Feldspäten, der ein anhydritisches Bindemittel hat (5% der Gesteinsmasse); nach Angabe des Bohrmeisters gibt es auch größere Ausscheidungen von Anhydrit. Bei 1071 m rotes arkosiges Konglomerat und grünfleckiger Rötelschiefer (Schichten stärker geneigt mit 15°). Bei 1052 m roter, grünlich geflammter mittelkörniger Sandstein; 1056 m grünlich geflammter Rötelschiefer mit Druckharnisch. 1059 m hellroter feinkörniger Sandstein.¹⁾ Von 1032—1138 m ist ein rötlich schieferiger Sandstein mit einer Tönung zu der mattern dunkleren Färbung des Unterrotliegenden aufgehoben worden; von 1075 m ab traten noch Konglomerate auf. Die Grenze zum Unterrotliegenden liegt zwischen 1138 und 1075 m.

Das Unterrotliegende wird zwischen 1138 und 1144 m mit einem dunklen Schiefertone mit *Callipteris conferta* STERNBERG sp. vertreten. Darunter folgen häufig stark arkosige Sandsteine, nicht selten konglomeratige und sandige Schiefer; vorwiegend dunklere Farben: dunkelrot bis bräunlich, karmoisinrot im Gegensatz zu den hangenden Schichten.

Helle arkosige Sandsteine gibt es bei 1144,50—1147,80, 1274—1280, 1312,80 bis 1330,10 m. Häufig sind matt dunkelrote Schiefer mit grünlichen Tupfen, mit Übergängen zu schiefrigem Sandstein (1148—1159, 1159—1176, 1212—1274, 1280 bis 1313, 1358—1379, 1392 m). Karbonatknöllchen fehlen nicht (1148—1159 m). Sehr verbreitet sind dunkelrote oder bräunlich ockerige Sandsteine, 1176—1202 m, manchmal gefleckt (1202—1213, 1358—1379 m), teils feinkörnig (1295, 1313 bis 1330—1342 m) oder grobkörnig (1202—1212—1274, 1275, 1342—1357, 1379 bis 1400 m), selbst konglomeratisch (1274—1280, 1342—1358 m). In den arkosigen Lagen sind die Feldspäte gewöhnlich recht frisch.

Es wird ein Einfallen nach N. mit 8—10° angegeben; nach eigenen Beobachtungen ist wohl die Neigung um ein wenig geringer. Ein Kernstück, bezeichnet mit 1032—1038 m, hat kaum 6°. (Ein bei 1071 m beobachtetes Einfallen mit 15° kann wohl als Böschungsneigung aufgefaßt werden. REIS.) Von 1312 m ab ist durchgängig eine starke Neigung zu beobachten; bei Kernen von 1357—1379 m bis zu 13° und 18°.

Das Bohrloch tiefste befindet sich etwa in der Mitte des Unterrotliegenden, welches wenigstens 600 m Mächtigkeit haben dürfte. GÜMBEL hat die Mächtigkeit seiner Überkohlschichten bei Erbdorf und Weiden auf 720 m geschätzt.

²⁾ Von 1059,5 m liegt ein Kernstück vor mit mehr wein- als ziegelrotem feinsandigem Ton mit Körnchen von Quarz, Feldspat und etwas regellos gelagertem, aber doch gemäß den Schichtflächen angereichertem, vorwiegend weißlichem, aber auch schwarzem Glimmer; scharf abgegrenzte, walzenförmige hellgrüngraue Entfärbungsflecken bis zu 1,5 cm Durchmesser sind der Schicht entsprechend dreimal verlängert (vgl. I 1341 m). Sowohl dieses Stück, wie auch die Probe von 1300 m wurden auf die entfärbende Wirkung etwaiger Vanadinsäure geprüft, deren Nachweis einmal gelang; der Umfang der Proben war nicht groß genug, um einen vollkräftigen Nachweis zu verbürgen (Centralbl. f. Min. 1925 A. S. 250). (REIS.)

Über quantitative Bestimmung des Quarzes im Ton und über Tonelektrolyse.

Von

Dr. F. W. Pfaff.

Bei Beurteilung der Kaoline, Tone und Lehme in chemischer, physikalischer und technischer Beziehung spielt deren Gehalt an Quarz eine große Rolle. Dies gilt ebenso für die meisten Bodenarten.

Die erstgenannten Substanzen werden angesehen als bestehend aus dem Aluminiumsilikat von der Zusammensetzung Al_2O_3 , $\text{SiO}_2 + \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ und einer kleineren oder größeren Menge von Quarz, dem sich in den Tonen und Lehmen noch die verschiedensten anderen mineralischen Beimengungen zugesellen. Sieht man von den gröberen Beimengungen ab, so ist das Ausschlaggebende in dem chemischen und physikalischen Verhalten der Tone und Lehme usw. das Mengenverhältnis des Aluminiumoxydes + Kieselsäure — des Tongels — zum Quarz, das natürlich auch durch die weiteren Beimengungen stark beeinflusst werden kann. Da sich der Quarz in diesen Mineralien in den verschiedensten Größen bis herab zu den feinsten Splitterchen und Körnchen befindet, so ist es nicht möglich, seine Trennung mechanisch vorzunehmen. Es ist daher eine quantitative Trennung des Quarzes vom Aluminiumsilikat nur auf chemischem Wege möglich.

Bei gewöhnlichem Atmosphärendruck ist Quarz in reinem siedenden Wasser für die bei einer quantitativen Analyse nötigen Wassermenge und Zeit selbst in feinsten Größe unlöslich.

Bei Temperaturen über 100° und erhöhtem Druck ist Quarz in Wasser, Salpeter und Schwefelsäure merklich löslich. In ätz- und kohlensauren Alkalien ist er verhältnismäßig selbst bei gewöhnlicher Zimmerwärme leicht löslich,¹⁾ besonders in feinsten Zerteilung. Kieselfluorwasserstoffsäure löst Quarz in der Feinheit, wie er in den Tonen usw. in größerer Menge vorkommt, so beträchtlich auf, daß eine quantitative Bestimmung dadurch nicht gut ausführbar ist. Auch Borsäure wirkt im schmelzflüssigen Zustande für sich als auch in ihren Salzen in Lösungen bei 100° und darüber zu stark auf ihn ein, um eine quantitative Bestimmung dadurch zu erhalten. Bei der sogenannten rationellen Tonanalyse wird Ton in Schwefelsäure im zugeschmolzenem Glasrohr über 100° erhitzt. Die Bestandteile des Tones wie Eisen, Aluminiumoxyd usw. werden gelöst, die Kieselsäure aber scheidet sich als amorphe Kieselsäure ab und ist durch kein den Quarz nicht angreifendes chemisches Agens in Lösung zu bringen. Auch Salzsäure greift den Quarz in feinsten Gestalt

¹⁾ DÖLTER, Mineralchemie. Bd. 2. S. 122.

beim Sieden merklich an und dann löst sie selbst nach tagelangem Kochen das Tongel nicht vollständig auf.

Weitgehende Untersuchungen, die ich in dieser Hinsicht angestellt habe, zeigten, daß nach etwa 40stündigem Kochen bei Erneuerung der verdampften Salzsäure im Glaskolben mit aufgesetztem Glasrohr von 50 cm Länge noch beträchtliche Mengen des Tongels ungelöst zurückblieben. Selbst Zugabe von konzentrierter Schwefelsäure änderte daran nichts wesentliches.

Wässrige Phosphorsäure löst Quarz beim Kochen nur in geringen Mengen auf, ist aber auch von so schwacher Einwirkung auf den Ton, daß sie zur Trennung beider nicht benutzt werden kann. Flüssige, konzentrierte Phosphorsäure soll nach A. MÜLLER bei etwa 110° Quarz kaum, das Tongel aber vollständig lösen. An einer senkrecht zur optischen Achse geschnittenen 3 mm dicken Quarzplatte, deren Flächen poliert waren, war aber nach 3stündigem Erhitzen bei der angegebenen Temperatur in Phosphorsäure so viel Quarz in Lösung gegangen, daß die Platte ungefähr um $\frac{1}{100}$ mm dünner geworden war (berechnet aus dem Gewichtsverlust). Feinverteilten Quarz wird daher diese Säure noch stärker lösen und ich glaube kaum, daß so eine quantitative Bestimmung des Quarzes im Ton möglich sein dürfte.

Von schmelzendem Kaliumbisulfat wird Quarz nicht, das Tongel vollständig gelöst. Es scheidet sich aber dabei wieder Kieselsäure in amorphem Zustand aus und diese ist wieder vom Quarz quantitativ nicht zu trennen.

Bringt man aber zum Kaliumbisulfat eine gewisse Menge von schwefelsauren Ammon, so wird dadurch die Schmelztemperatur stark herabgesetzt, das Tongel wird, wenn auch langsam, so doch vollständig gelöst und der Quarz wird selbst als feinstes Pulver nicht angegriffen.

Die Schmelze kann in einem Quarzglasiegel vorgenommen werden, der bei Anwendung von reinen, von organischen Beimengungen freien Salzen selbst nach längerem Gebrauch an Gewicht nur so unwesentlich abnimmt, daß bei einer Schmelze die Gewichts-differenz nicht mehr zu wiegen ist. Wird die Schmelze im Platintiegel vorgenommen, was ohne jede wiegbare Abnutzung des Tiegels vorgenommen werden kann, so ist es am besten den Platintiegel in einen Porzellantiegel zu setzen, um so die nötige nicht hohe Temperatur langsam zu erhalten. Für die höchste anzuwendende Temperatur genügt es dann, den Boden des Porzellantiegels durch die Gasflamme außen schwach zum Erglühen zu bringen. Nach Beendigung der Schmelze, was allerdings je nach Materialmenge 12—15 Stunden dauert, genügt es, den Platintiegel mit destilliertem Wasser schwach zu erwärmen, sie löst sich ohne Kieselsäureausscheidung vollständig auf und nur der Quarz, Feldspat und Glimmer, wenn vollständig frisch, bleiben zurück.

Als gutes Mengenverhältnis erwies sich: 4,8 g KHSO_4 zu 3,17 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ auf 0,1—0,2 g Untersuchungsmaterial. Die Schmelzmasse ist zuerst dunkel, wenn sie nach Erkalten hellweißlich ist, so ist der Aufschließungsprozeß fertig. An der Tiegelwandung in die Höhe gestiegene oder sublimierte Salz-mengen können leicht durch Erwärmen dieser Tiegelseite mit der Flamme zum Niedersinken gebracht werden. Auch bei Löß und kalkhaltigen Lehmen ist diese Methode anwendbar nur ist es hier nötig, beim Lösen der Schmelze schwache Salzsäure (1—2%) anzuwenden, um den Gips in Lösung zu bringen.

Aus der Reihe der vorgenommenen quantitativen Bestimmungen mögen folgende erwähnt werden:

Granitverwitterungslehm von Ruhmannsfelden nahe Viechtach: Schmelze 15 Stunden, unlöslich 76,4⁰/₀; Schmelze 20 Stunden, unlöslich 76,6⁰/₀.

Kaolin von Tanzfleck bei Freihung: unlöslich 87,7⁰/₀; Lößlehm von Gnodstadt: unlöslich 73,4⁰/₀; Löß von Bühl bei Bonn: unlöslich 82,4⁰/₀.

Lehm von Winhöring: Feinerde unlöslich 82,1⁰/₀; von demselben: Feinsand unlöslich 76,5⁰/₀; ebenso: Staub 87,3⁰/₀.

Glimmer (dunkel) aus angewittertem Granit von Schärding: unlöslich 63,3⁰/₀; Lehm der Hochterrasse von Unterföhring bei München: unlöslich 85⁰/₀.

Von Wichtigkeit für die Bodenkunde ist die Bestimmung der leichter löslichen Salze im Boden. Die in Wasser löslichen Salze können der Gesamtmenge nach entweder durch den elektrischen Strom oder durch Siedepunktbestimmungen leicht gefunden werden,¹⁾ während die schwerer löslichen zum Teil durch Kochen mit Salzsäure, wobei aber die Menge der ausgezogenen Salze stark von der Versuchsanordnung abhängig ist, erhalten werden können.

Um den natürlichen Löslichkeitsverhältnissen der Salze im Boden etwas näher zu kommen, wurden Löslichkeitsversuche durch den elektrischen Strom angestellt, wobei, um quantitative Vergleichszahlen zu erhalten, der Lösungsstrom durch den zugleich erzeugten Kupferniederschlag gemessen wurde. Da die ausgeschiedene Metallmenge dem Strom proportional ist, so können die auf die gleiche Menge Kupfer oder auf das elektrische Äquivalent von Kupfer = 0,329 A sec. umgerechneten Zahlen sofort miteinander verglichen werden. So wurde in Lösung übergeführt aus Amaltheenton von Marlofstein bei Erlangen 0,058 g; aus Lehm der Hochterrasse bei Unterföhring 0,045 g; aus Lößlehm von Gnodstadt, Unterfranken 0,074 g. Bei diesen Versuchen diente etwa 1⁰/₀ Essigsäure als Lösungsmittel. Um den Einfluß anderer Elektrolyte zu erhalten, wurde bei einer weiteren Probe desselben Fundortes destilliertes Wasser verwandt, hierbei ging in Lösung 0,049 g; bei Anwendung von Trinkwasser ergab sich ebenfalls 0,049 g. In einem schwachen kohlen-sauren Ammoniak-Lösung fanden sich 0,099 g gelöst. Wurde durch destilliertes Wasser ein Kohlensäurestrom geleitet, so gingen 0,128 g in Lösung. Die zu diesen Versuchen benützte Lößlehmmenge betrug 15—16 g. Eine Lößlehmprobe von 1,54 g aus der Gegend von Hopferstadt, den gleichen Einwirkungen 45 Stunden unterworfen, gab 0,175 g in der Lösung, also ungefähr 8⁰/₀. Dieser Lösungsrückstand bestand aus: 10,5⁰/₀ SiO₂, 24,3⁰/₀ Fe₂O₃, 34⁰/₀ CaO, 14⁰/₀ MgO, 12⁰/₀ M₂O₃ neben Kali und Natrium, wobei ersteres in beträchtlicher Menge vorhanden war.

Wenn auch diese Versuche sich nur über eine beschränkte Menge von Bodenproben erstrecken, so dürfte doch aus den gefundenen Zahlen hervorgehen, daß diese Methode, auf eine größere Menge von Bodenarten angewandt, eine gute Charakteristik von ihnen geben könnte.

Nachtrag.

VON KALLNAUER UND MATEIKA ist vor kurzem eine Methode zur Bestimmung der Tonerde im Kaolin angegeben worden, bei der durch Erhitzen des Kaolins auf

¹⁾ Siehe F. W. PFAFF in Erläuterungen zur geolog. Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Neuötting, bearbeitet von Dr. F. MÜNCHSDORFER, S. 48.

700° C.¹⁾ die Tonerde in 12% Salzsäure löslich wird. Die Temperatur muß längere Zeit genau in derselben Höhe gehalten werden, da eine Steigerung die Tonerde unlöslich macht, sie muß daher mit einem geeigneten Thermometer stets gemessen werden. Eine eingehende Würdigung dieser Methode findet sich im Sprechsaal 1925 S. 231,²⁾ ferner in der Keramischen Rundschau 1926 Bd.34 und im Sprechsaal-Kalender für 1925.

Da vorstehende Untersuchungen schon im Jahre 1924 abgeschlossen wurden, so soll auf die KATTNAUER-MATNIKA'sche Methode hier nicht weiter eingegangen werden.

¹⁾ SOKOFF: Zur Frage des molekularen Zerfalls des Kaolinites im Anfangsstadium des Glühens. Keramische Rundschau Bd 24. 1912. S. 365.

²⁾ Dr. A. PFAFF u. Dipl.-Ing. STEINBRECHER Sprechsaal 1925. S. 231.

Über Einzelheiten und Allgemeinheiten in vulkanischen Durchbrüchen und Mineralbildungen im Spessart und in der Rhön.

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit 1 Textabbildung und 1 Übersichtskärtchen.)

1. Einleitung.

In den Erläuterungen zu Blatt Brückenau und Geroda (Nr. 22 und 23)¹⁾ 1923 S. 11—30 und in den Erläuterungen zu Blatt Motten-Wildflecken Nr. 9/10 1924 S. 36—41 habe ich in Kürze die Ansichten dargelegt, welche ich bei der Aufnahme und Aufnahmebeteiligung der bayerischen Rhön-Basalte über die Entstehung, Form und Anordnung der Durchbrüche und ihrer Tuffe gewonnen habe; es ist beabsichtigt, diese Anschauungen hier zu ergänzen.

Im großen und ganzen sind zweifellos die Basaltdurchbrüche der bayerischen Rhön deutlich zunächst in zwei Hauptrichtungen angeordnet und diesen nach auch zum Teil in ihrer Form ausgestaltet (verlängert); dies gilt besonders in der varistischen Richtung und dann auch in herzynischer. Eine dritte ebenso unverkennbare Anordnung ist ferner die in mittlerer: der Nord-südrichtung, in welcher auch deutliche Einbrüche der benachbarten Sedimente zu beobachten sind.

Es ist ferner auch a.a.O. darauf hingewiesen worden, daß zu den ältesten Ausscheidungen prae- oder vielleicht besser paravulkanischer Entstehung auf herzynischen Spalten die Schwespatgänge gehören, wie dies vorher schon BÜCKING ausgesprochen. Das Baryum und seine Salze gehören auch im permischen Eruptivbereich in die Gesellschaft der spezifisch schweren basischen Eruptivgesteine und in die Gesellschaft der ebenso zu kennzeichnenden Quecksilber-Gangerze.

Wenn wir daher die Barytgänge in der Rhön häufig von varistisch angeordneten und verlängerten Basalruptionen oberflächlich und in der Tiefe durchkreuzt finden, so sollten wir in größerer Tiefe stecken gebliebene ältere Eruptiva der Basaltreihe und -gesellschaft annehmen müssen, deren tiefer Solfataren-ähnlicher Entgasung und Entladung diese Mineralbildung entspricht.

Im allgemeinen sind Gedanken über verschiedene Phasen der gesamten Basaltdurchdringung der Rhön und des Vogelsbergs schon geäußert worden; es darf darauf verwiesen werden, daß man (vgl. BÜCKING und SCHOTTLER) den Phonolithen, soweit sie in größerer Höhe der damaligen Landoberfläche oder deren Nähe aufbrochen sind, ein höheres Alter zuspricht (Erl. z. Bl. Motten-Wildflecken 1924 S. 40 oben und besonders hat SCHOTTLER im Notizblatt der Erdkunde und der hessischen

¹⁾ Geologische Karte von Bayern 1:25 000.

Landesanstalt 1924 S. 55 eine Reihenfolge der vulkanischen Durchbrüche zwischen Untermiozän und Oberpliozän aufgestellt).

Ich habe darauf hingewiesen, daß bei fast allen größeren Durchbrüchen in den Schlottuffen zwei Arten von vulkanischen Auswürflingen zu unterscheiden sind, vulkanische Bomben und blasige Gesteine, welche den oberflächlichen Explosionen des aufsteigenden Magmenspiegels zuzuschreiben wären, den brekzienhaften Basalt, welcher einer Explosionszerstörung einer älteren tiefer gelegenen, schon völlig erhärteten Schlotfüllung entspricht; beide können sich auch vermischen.

Von diesen Brekzien sind frei die entschiedener Lagergang-artigen Basaltintrusionen, von welchen ich die in Erl. z. Bl. Brückenau-Geroda behandelte, vom Erlenberg bei Ober-Leichtersbach ausdrücklich von den stockförmigen abtrennte (1923, S. 15 Tafel IV Fig. 6). Dies ist ein Gestein, welches sich auch sonst in Gesteinsbestandteilen und Frittungswirkung von den übrigen Basalten sehr abhebt; es scheint nach außen nicht durchgebrochen, d. h. in gewisser Tiefe gehalten zu sein, obwohl es im oberen Plattensandstein eingeschlossen ist. Es ist freilich hier hervorzuheben, daß der gesamte Wellenkalk und Mittlere Muschelkalk hier noch aufgelagert haben muß und wahrscheinlich noch Reste des Hauptmuschelkalks; obwohl letzterer sich erst nördlich und östlich von Geroda anstehend und in der Schlotbrekzie eingeschlossen nachweisen läßt, ist das Auftreten desselben in der Nordhälfte des Blattes Brückenau in unverkürzter Schichtenreihe mit Lettenkohle bei Weickersbach (l. c. S. 11) ein Beweis, daß der Hauptmuschelkalk von der damaligen Landoberfläche noch nicht verschwunden war.

Eine weitere Stelle zweifellos zeitlich stärker auseinander liegender Basaltdurchbrüche ist der beim Windbühl (Blatt Detter, vgl. Erl. z. Bl. Schönderling Nr. 39 1924 S. 13); hier wurden zwischen zwei sich nur durch die Zerklüftungsart unterscheidenden, flachschiefer lagergangartigen „Dolerit“-eruptionen eine mit 45° nach der nahegelegenen tektonischen Muldung (vgl. S. 17) einfallende Lettenlage von 40—75 cm Dicke als Verwitterungserzeugnis nachgewiesen; der Durchbruch erfolgte in den Oberen Plattensandsteinen und hatte (nach Einbruchsresten in der Umgebung zu schließen) noch sicher Wellenkalk über sich; den Durchbrüchen würden tektonische Begleiterscheinungen zur Seite stehen (vgl. l. c. S. 37).

Ferner erwähnt Dr. M. SCHUSTER in Erl. z. Bl. Gräfendorf 1925 S. 36—37 das Auftreten eines schmalen Lagerganges bei Wartmannsroth, hier in den Schichten der Röttone an der Grenze gegen den Plattensandstein, der in seinem Liegenden noch schwächere lagerhafte Abzweigungen umschließt. SCHUSTER faßt dieses intrusive Glasbasaltgängen („intrusiv“, weil seine Auffindung die Annahme als einer geflossenen Decke angehörig durchaus abweist) als eine aus der Tiefe erfolgte Abzweigung des Basalts S. von Wartmannsroth auf (vgl. Abb. 2).

2. Basalte des bayerischen Odenwaldes.

Eine ganz hervorragende Förderung des Begriffs und des Nachweises von lagergangartigen Basalten ist in gewissen Basaltauftritten westlich von Obernburg a. M. bei Eisenbach (-Dorf), auch am Nord- und Südhang des Eisenbachtals gegeben; diese Vorkommen auf bayerischem Gebiete sind in dem hessischen Blatt Neustadt-Obernburg von CHELIUS und KLEMM 1894 dargestellt und mit Linien einer vermutlichen Gangverteilung (Kreuzung von NW. und NO. gerichteten Spalten) versehen.

Der Basalt ist hier vor nicht allzulanger Zeit noch gewonnen worden; zu welcher vielleicht eine ältere Eisenerzgewinnung den ersten Anlaß gegeben hat.

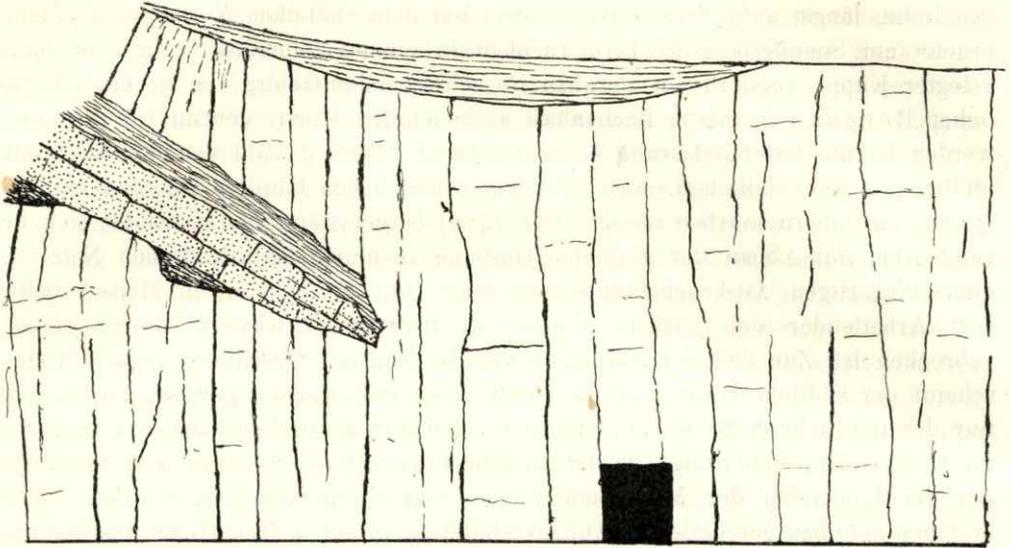
Die Erzgewinnung war sowohl den Nachrichten nach als auch gemäß der Verteilung der Schacht- und Förderhalden z. B. auch am Hungerberg bei Eisenbach flächenhaft, fast schwebend oder auch schwach einfallend; der jetzt noch zugängliche, längst aufgelassene Basaltabbau bei dem südlichen Vorkommen „Steinbruch“ am Sommerberg ist kein Tagebau in einem stehenden Gang oder bloßgelegter Kuppe, sondern ein Bergbau im schwebenden Gebirg; es ist ein tatsächlicher Bergbau in einem flächenhaft ausgedehnten Lager, der nur durchgeführt werden konnte unter Belassung einer genügend großen Anzahl von dicken Basaltfeilern; in dem südlichen, noch ganz gut zugänglichen Basaltvorkommen geht ein Stollen im äußern mürben Basalt (etwa 15 m) bergewärts und zerstrahlt sich bis rund 70 m mit Abbau der gesunden Gesteine in einem labyrinthischen Netz von querschlagartigen Ausbruchsräumen, in denen nur ein vor einem Menschenalter dort Arbeitender sich jetzt noch auskennt, trotzdem inzwischen einiges niedergebrosen ist. Zur Zeit der Aufnahme von Bl. Neustadt-Obernburg 1894 (CHELIUS) scheint der südliche Basalt nur im Ausstreichen angebrochen gewesen zu sein, da nur der nördliche S. 20 als „unterirdisch abgebaut“ angegeben wird. Der nördliche im Eisenbachtal neuerdings wieder in Angriff genommene Basalt war in älterer Zeit im Liegenden der Masse am Rande vom Eisenerzbergbau berührt.¹⁾ Hier bestehen die oben geschilderten Abbauverhältnisse in einem Basaltlager, das inmitten des untersten Hauptbuntsandsteins eingeschaltet ist. Der bis jetzt nachgewiesene, durch alte Abbaupläne erhärtete, versteckte Flächenumfang ist etwa 160×120 m, also ungefähr 20 000 qm in ziemlich schwebender Lagerung. Der die äußere mürbe Randesbreite des Basalts durchquerende Stollen ist rund 45 m lang, dessen gradlinige Fortsetzung nach weiteren 80 m vor einem wieder mürb werdenden Randteil des Lagers endet; die Sohle des Lagers scheint dem Abbauplan nach in Nordrichtung sich etwas emporzuheben. Hier ist zwischen 1893 und 1897 (und noch 1—2 Jahre später?) gearbeitet worden. Am Nordrand des Lagers stehen drei Eisenerzabbauerschächte rund 50 m auseinander, während der offenbar spätere Basaltabbau mit Stollen nach außen ins Eisenbachtal förderte.

Diesen allgemeine Übersicht bietenden Verhältnissen eines fast schwebenden Basaltlagers entsprechen nun auch die geologischen Verhältnisse.

Basalt südlich des Eisenbachtals. Steht man vor dem Stolleneingang, an welchem das flach Ausstreichende durch Tagebauversuche etwas ausgeräumt ist, so sieht man ein deutliches, rund 6 m hohes, regelmäßig senkrecht dick zersäultes Lager, welches im Hangenden flach muldenartig von nicht stark gefritteten Schiefen bedeckt ist; es schließt auf der nordöstlichen Seite eine etwas steiler hereinhängende, sehr stark gefrittete Sandstein-Schieferscholle von 1—2 m Mächtigkeit ein. Wie beim Ehrenberg (Brückenau-Leichtersbach) ist diese eingeschlossene Scholle „zwischen zwei Feuern“, besonders stark in lyditähnliche Masse (Porzellanjaspis) gefrittet. Im Innern des Basaltabbaus hängt ebenfalls eine stärkere Scholle von sehr stark gebleichtem Buntsandsteinton und gut gesäultem Sandstein flach nach N. einfallend herein; von der Seite des bestehenden Buntsandstein-Steinbruchs her (Ostseite des Abbaus) und von oben bricht der weniger veränderte hangende Sandstein in den hinteren Abbauraum an einer Stelle herab, zum Beweis der Überlagerung des Basalts durch Buntsandstein auch hier und der naheliegenden Vermutung,

¹⁾ Nach einer Notiz von CHELIUS 1894, Gegend von Neustadt i. Odenwald S. 20, konnte man den Basalt in einem Stollen umgehen.

daß der am Weg unterhalb des Steinbruchs ausstreichende und hier beschränkt von Tag aus abgebaute Basalt auch dem „Lagerhaften“ Auftreten angehört.



Von der Tatsache der „Lagerform“ des Basalts N. vom Eisenbachtal bei der Hohen Straße haben wir oben schon gesprochen und erinnern noch daran, daß hier ebenso Buntsandsteinschichten lagerhaft aus dem Hangenden in den Eruptivkörper hereinhängen bzw. im Hangenden durch Einbrüche von oben nachgewiesen sind; auch hier ist der Basalt entsprechend der Abkühlung zwischen zwei nahezu wagrechten Kontaktflächen im großen und ganzen senkrecht dick zerklüftet.¹⁾ Diese dicksäulige Zerklüftung scheint bei so gering mächtigen Basaltkörpern nicht die Folge eines langsamen und nicht so starken Wärmeverlustes bei völligem tiefliegenden Gebirgseinschluß zu sein. Die Ursache der Kontraktionszersprengung ist ungleich verteilt,²⁾ weil die Spannungen unähnlich denen in senkrechten Gängen auf der Ober- und Unterseite des Lagers sehr verschieden sein müssen. Da nur gleichwertige Zusammenziehungen das Lager von einer Seite zur anderen völlig durchreißen, so wird nur ein Teil der an der äußern Oberfläche früher wirkenden Spannungen in das Innere und bis an die Unterfläche dringen, die Zahl der säuligen Durchreißen wird also hierdurch verringert,³⁾ die Säulen werden dicker (vgl. Erläuterungen zu Blatt Schönderling S. 11 Anm.).

Worauf wir besonders noch aufmerksam machen, das ist die Tatsache, daß Tuffbreckzien nicht zu beobachten sind; auch die hessischen ersten Bearbeiter des Gebietes erwähnen davon nichts. Es stimmt das mit den Tatsachen, welche wir von

¹⁾ Nur diese Dicksäuligkeit ermöglicht auch den Versuch des seltenen bergbaulichen, unterirdischen Abbaus und das Bestehenbleiben tragfähiger Pfeiler.

²⁾ Der bei Öhrenberg (Bl. Schönderling) erwähnte neuerdings umfassend aufgeschlossene Basaltgang ist 350—150 m unter dem Tuffvorkommen der Schwarzenberge (Bl. Geroda) und des Knörzchens bei Schönderling aufgeschlossen; er ist ebenso in der Tiefe stecken geblieben, biegt sich an einer Stelle gewölbeartig-knieförmig um und entsendet nach oben zwei parallele Gängchen von geringer Höherstreckung; auch hier ist in der Tiefe keine Schlotbreckzie vorhanden.

³⁾ Vgl. die Unterschiede in der Bruchstärke bei der „sigmoidalen“ Vertikalzerklüftung in Bänken des Muschelkalks (Geogn. Jahreshefte XXII S. 96 und Tafeln).

Ehrenberg (Leichtersbach) und von Wartmannsrot erwähnten (das dort angegebene tuffige Salband ist eine Verwitterungserscheinung).

Der Begriff eines äußerlich lakkolith- oder phakolith-artigen eruptiven Einschlusses ist gleichbedeutend mit einer im Schichtenkörper stecken gebliebenen plutonischen Masse, welche auch keinen Ausgang gefunden hat. CHELIUS, der zwar die Obernburg-Eisenbacher Vorkommen als breit gangförmig aufsetzend erklärt und ein Spaltennetz damit in Beziehung bringt, glaubt doch, daß das vom Buchberg und das nördliche Eisenbacher Vorkommen nicht die Oberfläche erreicht haben. Dies würde mit dem Fehlen von Schlotbrekzien übereinstimmen, denn auf welche Ursache man auch die Explosionen zurückführen mag, umfassende Brekzien können vorwiegend entstehen näher der Oberfläche, woselbst die Gase die Möglichkeit einer plötzlichen großen Raumentfaltung besitzen.

Zu diesen Gründen batholithischen Einschlusses der in Rede stehenden Eruptivkörper kommt auch noch die Erwägung ihrer chemisch-mineralischen Eigenheit.

CHELIUS-KLEMM nennen die Eisenbacher Gesteine Nephelinbasanite; dem stimmt eine Untersuchung des Gesteine südlich vom Tal nach meiner neueren Einsammlung durch Dr. FRITZ HEIM bei, der aber das Gestein nördlich des Tals als einen entschiedenen Hornblendebasalt (Tephrit) mit basaltischer Hornblende, Hornblende mit Augiteinwachsungen und auch als Fortwachsung von Augit, alle in wenigen kleinen Einsprenglingen ohne Olivin festgestellt hat.

Dieses Gestein und vielleicht auch das vom nahen Neidberg bei Großwallstadt, auf dessen Ähnlichkeit mit dem von Eisenbach die hessischen Forscher schon aufmerksam machen (vgl. hiezu FR. HEIM in Erl. z. Bl. Schönderling S. 16 und 17), legen nahe, daß man es hier mit Gesteinen zu tun hat, welche in der Tiefe unter geringster Einwirkung von H_2O höchstens der dem Magma beigegebenen geringfügigen Jonen, ohne starke glasbildende Abschreckung stecken geblieben sind. Nach BÜCKING (Rhönführer S. 111 und S. 113) ist der Nephelintephrit gleichaltrig mit dem Basanit und Hornblendebasalt, jünger als der untermiozäne (nach SCHOTTLER) Phonolith und älter als Nephelinbasalt; Hornblendebasalte im eigentlichen Sinne kommen nach BÜCKING nur in Eruptionskanälen von geringem Umfang, nach unserer Auffassung des Eisenbacher Vorkommens als tiefliegende batholithoide Einschlüsse von geringer Flächenausdehnung vor.

Der Basalt südlich des Tals hat nun nicht nur starke Verkieselungswirkungen auf die Nachbarschaft ausgeübt (vgl. CHELIUS S. 20); dies geht nun nicht ohne stärkeren Wassergehalt des Magmas und seiner Umgebung vor sich; vielleicht ist daran schuld die Nähe der Verwerfung; der Basalt zeigt aber auch stellenweise reichliche Blaseneinschlüsse, welche das dichte Hornblende führende Tephritgestein nicht besitzt; es sind nach FR. HEIM Blasen mit völliger Apophyllit-Wandbekleidung und Kalzitkern, mit Biotitvorwachsungen, mit einseitigem Hof amorpher Wandbekleidung nebst Zeolith (Analzinkern und Kalzit).

Die beiden morphologisch so ähnlichen Basaltvorkommen sind also bei offenbar sehr ähnlichen, auf ein und dasselbe Magma schließen lassender chemischer Zusammensetzung, mikroskopisch sehr verschieden, was auf völlig voneinander getrennte Intrusions- und Erstarrungsräume schließen läßt; dies ist auffällig, weil die stratigraphische Einordnung offenbar unwesentlich verschieden ist, wenn auch die hessische Karte hier eine Verwerfung annimmt. Es müssen lagerhafte Aufblätterungen im Zusammenhang mit geringfügigen Aufführungsklüften bestanden haben, die das ganze Feld der Basalte des bayrischen Odenwaldanteils beherrscht haben.

Wir müssen hier einen Blick auf den Schollenaufbau des Gebirgs lenken; CHELIUS und KLEMM haben vor 34 Jahren auf Blatt Neustadt-Obernburg ein System von NW.—SO.- und SO.—NW.-spalten zu erkennen geglaubt, zu dessen Einzelheiten bis jetzt nichts Neues beigetragen werden kann. Es ist eine am Maintalrand nächst Großwallstadt in NW.—SO. tektonisch beeinflusste Buntsandstein-Obernburger Scholle gegen das westliche Odenwaldgebiet um Neustadt abgesunken, woselbst ebenfalls eine nordöstlich d. h. mainwärts gewendete Absenkungsscholle bei Hainstadt-Raibach recht deutlich ist. Die tektonische Karte Südwestdeutschlands 1:500 000 gibt nur von der Spessartseite her die Verwerfungen mit Absenkungen nach Südwesten, also auch nach der Maintalbreite bei Großwallstadt (übernommen in Bl. VI Würzburg der Wandkarte 1:250 000 von Dr. M. SCHUSTER), deren letzte Verwerfung den Maintalrand zwischen Großwallstadt und Obernburg begrenzt. Der Maintalgrund war hier ein Grabenbereich, dessen Fortsetzung in der Richtung auf Hanau-Langenselbold deutlich ist.

An dem Maingrabenrand nächst der Hahnenkammscholle N. Aschaffenburg ist aber auch neben einer tertiären Absenkung (Alzenau) eine vorpermische zu deuten, welche hier neben dem Urgebirg ohne Zechstein diesen an dem Rand auftreten läßt; diese alte Störung ist durch eine Bohrung bei Großwallstadt bestätigt, wo in einer Tiefe von 265—287 m unter der Mainau wieder Zechstein, sogar neben Oberrotliegendem auftritt, welches so weit südlich weder östlich noch westlich zwischen dem Grundgebirge und dem Zechstein mehr nachgewiesen wurde; das Oberrotliegende an dieser Stelle (Tiefe) ist durch eine die Zechsteinbeckenbegrenzung seitlich endgültig festlegende Absenkung aus dem Bereich der Abtragungsmöglichkeiten in höherer Lage ganz entrückt und nur in der Tiefe erhalten geblieben. Wir haben also im Bereich der tertiären Grabenbewegungen mit Absenkung des Zechsteins um 300 m einen älteren vielleicht noch schmäleren Graben (eine Erkenntnis, welche sich auch hinsichtlich des Reintalgrabens mehr und mehr geltend macht). In der genannten Bohrung ist auch eine jungtertiäre Nachbewegung mit entstehender, jetzt lockeren Sand und Wasser führenden Kluftweitung deutlich nachweisbar.

Unter der Wirkung dieser jüngeren und älteren Grabenbildung und der Wirkung des verschiedenen physikalischen Verhaltens des von NW.—SO.-spalten alt-durchsetzten Grundgebirgs und der Trias, wobei sich auch west-östliche Eigenbewegungen in den gesenkten Schollenteilen als Folge der Erdumdrehung bemerkbar machen, haben sich im Grundgebirg die Spalten für das tief aufsteigende Magma geöffnet und haben sich im triadischen Deckgebirge linsenförmige Aufblätterungsräume ergeben, welche sich in beschränktem Maße nach der Grundgebirgsgrenze mit schwachen Spaltenverbindungen öffnen und das Magma in voneinander gesonderten Füllungen aufnehmen.

Das Profil des Basalts bei Eisenbachtal (Süd) läßt erkennen, daß es Einbrüche nach unten¹⁾ waren, welche sich nach oben nur in beschränktem Maße fortpflanzten und in der Tiefe über breiteren Kluftweitungen im Grundgebirge stattfanden.

Welche Druckhöhe bzw. Schichtenmächtigkeit dazu gehört, um die Magmen wenigstens in beschränktem Umfang in der Tiefe zu halten, das läßt sich aus den Verhältnissen im Maintal bei Obernburg-Aschaffenburg nicht folgern, da hier zweifellos starke Abtragungen in obermiozäner-pliozäner Zeit erfolgt sind — das Klingenbergertonnenbecken, an einen Spaltenverwerfungszug gebunden, war jedenfalls kein nach

¹⁾ Noch fernere im gleichen Sinne stattfindende Nachsenkungen der Schichten unter dem Basalt haben wohl die Räume für Entstehung von Eisenerzen in dessen Liegendem eröffnet.

oben vollkommen offenes Becken —. Wenn wir die oben erwähnten Lagergangartigen Basalteinschlüsse in der Rhön bedenken, so könnte in einer älteren Zeit der Landflächenabtragung bei Leichtersbach über dem Plattensandstein noch über 130—150 m Schichtenmasse als Belastung gelegen haben. Die selbständig gebirgsbildend hebende Kraft des Magmas halte ich aus Beobachtungen im Permkarbon der Rheinpfalz für gering und Explosionen treten in höheren Regionen auf, woselbst sich die mannigfachen Gase unter Verminderung des Drucks aus dem Magma auszuschcheiden streben und (mit etwa hinzutretendem vadosen Wasser) eben die Explosionen erzeugen, ebenso wie sie helfen, vergleichbar der Wirkung des Gases in CO₂-soolen, bei seiner Entbindung noch das Magma zu Höhen aufsteigen zu lassen, zu welchen der magmastatische Auftrieb allein nicht ausreichen dürfte.

Dies gilt besonders für den Anfang der Vulkanisierung eines weit ausgebreiteten Schichtenkörpers; später, wenn durch oberflächlichere Explosionen weite und tiefer herabreichende Schichtenrichter ausgeräumt sind — es wird das auch nur allmählich vor sich gehen — kommen in größerer Zahl auch tiefer liegende Gesteine als Explosionstrümmer an den äußeren Rändern breiter Trichterfüllungen in den Tuffen vor, wie z. B. Glimmerschiefer und Hornblendegneise des vorpermischen Grundgebirges in den Schwarzenbergen bei Geroda-Oberbach in der Umgebung oder in der Nähe großer Verwerfungen mit Einbrüchen (Phonolithgebiet von Schachen-Milseburg).

Wir machen dabei darauf aufmerksam, daß durch die nach erwiesenen Durchbrüchen des einen Gesteins durch ältere von BÜCKING aufgestellte Altersfolge der Durchbrüche der Basaltzeit hervorgehoben wird, daß die sauren Phonolithe zu den ältesten Durchbrüchen gehören und hierin wechseln mit Hornblendebasalt und Feldspatbasalt (auch SCHOTTLER bestätigt das im allgemeinen nach der Übereinanderlagerung der entsprechenden Ströme) und daß erst später die Nephelinbasalte auftauchen und an die Oberfläche drängen. BÜCKING unterscheidet auch eine mittlere Epoche von Nephelin führenden Feldspatbasalten und basaltischem Tephriten.

3. Phonolithe und Basalte des nordwestlichen Spessarts.

Der Phonolith vom Rückersbacher Tal N. Aschaffenburg sitzt streichend im Hornblendegneis (jüngerer Granit) auf und ist in seinem südwestlichen Ende nächst älterer Störung tiefgründig kaolinisiert,¹⁾ wie die im W. davorliegende Buntsandsteinscholle an der tertiären Verwerfung völlig gebleicht ist (woselbst auch der Zechstein völlig verkieselt vorliegt); das läßt auf einen alten Durchbruch schließen, wenn auch nicht auf eine streichende Verbindung mit dem westlich der Verwerfung aus der Senkungstalung und jungen Auffüllung (Buchwiesenrand) früher aufragenden, bald abgebauten N. Kleinostheim W. Aschaffenburg liegenden Phonolithfelsen als Durchbruch. An der „Struth“ sind in den Basaltschlottuffen im Gneis, die auch von schmalen Basaltgängen durchstoßen sind, neben Gneis und Granit-

¹⁾ Dieses Endstück reicht noch etwas ins Blatt Seligenstadt hinein; die erwähnte Störung geht dort durch das „K“ des Wortes Rückersbach hindurch. Der Phonolithgang ist beträchtlich länger als er von BÜCKING angegeben wird. Mit SCHOTTLER stimme ich überein, der das oben erwähnte kleine Phonolithvorkommen bei Kleinostheim für einen großen Block hält. Ein mehrere Kubikmeter großer Block eines dichten grauen zähen Gesteins fand sich an der Sohle des Hochterrassenschotters beim Braunkohlenabbau von Dettingen-Kahl; er erwies sich nach der Untersuchung durch Dr. HEIM als ein gleichmäßig außerordentlich feinkörniger und dichter, etwas veränderter Phonolith mit entsprechenden Einsprenglingen und trachytischem Gefüge, vielleicht als Rest aus einer abgetragenen höheren Lage oder vom Kontaktsalbande des Rückersbacher streichenden Ganges.

brocken noch zahlreiche große Brocken des damals noch nicht entfärbten wohl aber teilweise gefritteten Unteren Buntsandsteins und Unteren Hauptbuntsandsteins enthalten; man darf wohl schon aus diesem Umstand annähernd auf mehr als 100 m Abtragung neben der Randverwerfung schätzen. Der Basalt scheint einer viel jüngeren Zeit des Durchbruchs zu entsprechen, nach BÜCKING die Limburgitabildung eines Nephelinbasalts bei noch tieferer Abtragung zu sein.

Der kleine Basalt auf der Höhe von Rückersbach und Hohl ist nach BÜCKING ein Plagioklasbasalt. Die Durchbrüche im Rotliegenden neben der Randverwerfung bei Langenselbold sind zum Teil Limburgitformen von Hornblendebasalt bzw. mit fast aufgezehrter Hornblende (Steinberg) und der von Lohe und Hinterloh (mit Schlotbrekzie) Feldspatbasalte, bei denen die Hornblende im Tuff auftritt. Wenn diese Durchbrüche zum großen Teil auf ältere (Feldspat-)Basalte hinweisen, so dürfte dies auch für die Durchbrüche S. von Orb am Beilstein und bei Kassel gelten.

Am Beilstein ist das Auftreten von veränderten Sandsteinbrocken des Nebengesteins (Grenze vom Heigenbrückener Sandstein und grobkörnigen Hauptbuntsandstein) und sogar von unverändertem Wellenkalk als Einschlüsse im Magma zu erwähnen, welcher hier rund 288 m über dem heutigen Aufschluß noch angestanden hat, wenn er nicht, was sehr viel wahrscheinlicher ist, einer über der Durchbruchslinie tiefer eingebrochenen kleinen schmalen Wellenkalkscholle (wie sie in der Rhön häufig sind) entspricht. Das zweite Vorkommen im Kasseler Grund ist berühmt wegen seiner Kontaktverhältnisse, die sich dadurch erklären lassen, daß der Basalt-Aufbruch tatsächlich rasch nach oben in Ästen auskeilt, während er unten noch 30 m breit ist. Die Sandsteine sind verfärbt und zu einheitlichen Massen zusammengefrittet, sie sind in polyedrischen Säulen abgesondert, das Bindemittel ist zu Glas verwandelt und zeigt Neubildungen von Magnetit und Augit (und daneben vielleicht Kordierit). Der Basalt (Feldspatbasalt) hat auch selbst Sandsteinkörner aufgenommen und schließt am Rand und im Innern Sandsteinbrekzien mit magmatischen Glas gebunden ein. Er ist nun das nicht, was man einen Schlottuff (Explosionstuff) nennen kann. Gerade die geschilderten Verhältnisse lassen erkennen, daß man es hier in der Nähe der großen älteren Verwerfung um im Tiefsten in Aufblätterungsräumen stecken gebliebene bzw. in ihrem Aufstieg stark gehinderte Basaltmassen zu tun hat, ähnlich jenen, welche bei Obernburg dargelegt wurden. Es sind Erscheinungen, welche nicht auf eine sich nach oben und außen befreiende Explosion deuten, sondern auf lang andauernde festgehaltene vulkanische Tiefenwirkungen ohne Ausweg nach oben (S. 112) schließen lassen.

Wir können also für die Basalte und Phonolithe des Maingebiets zwischen Obernburg und Hanau hervorheben, daß die Basalte und Phonolithe im großen und ganzen zu beiden Seiten eines alten schon im Perm begründeten Grabens aufgetreten sind, daß sie offenbar als Folge des Drucks der im Tertiär verbreiterten und vertieften Einsenkung (bei überhaupt im Tiefenniveau gestiegenen Grundmagmaspiegel der Tertiärzeit) zu beiden Seiten des Grabens emporgepreßt wurden und entsprechende Gestaltung und entsprechenden Stoff- und Auskristallisationsbestand erhalten haben.

4. Schwerspatmineralisation als nebenvulkanischer Vorgang.

Bei einer möglichst umfassenden Behandlung der vulkanischen Fragen darf man auch die vulkanischen (postvulkanischen!) Mineralisierungen nicht übersehen, insbesondere nicht die Schwerspatgänge. Im Spessart stellen die Schwerspatgänge

auf oder neben herzynischen Spalten eine sehr erhebliche Stoffminderung in der Tiefe dar, welche sich der Magmenaufpressung an die Seite stellen darf und welchen sich auch andere Minerale und Erze noch anschließen. Sie dringen mit Stofflösungen aus der Tiefe empor und setzen zum Teil mit Verkieselungen d. h. Verdichtungen von Brekzienfüllungen benachbarter Spalten (Heigenbrücken) in den Unteren Hauptbuntsandstein auf, während die höchsten Barytabzweigungen noch in die Grenzregion des Oberen Buntsandsteins emporrücken. Zwischen Lohr, Partenstein, Rechtenbach und Neuhütten ist der Buntsandstein zum Teil an Verwerfungsklüften, zum Teil senkrecht dazu und auf Parallelklüften ohne Verschiebung dicht durchschwärmt von großen und kleinen Barytgängen; die Schürfungen bei Lohr geben davon einen Begriff. Hierzu sind die Barytgänge bei Aschaffenburg im Grundgebirg und Rotliegenden-Zechstein zu rechnen, welche sich auch hier zahlreich quer und streichend zersplittern und wenig mehr in Rechnung gesetzt werden können; trotzdem sind sie da und zu berücksichtigen.

Im allgemeinen darf in der Rhön als festgestellt betrachtet werden, daß die Barytgänge zum größten Teil die Zeit der Basaltdurchbrüche vorlaufend einleiten, höchstens mit den ältesten Eruptionen aufsteigen; die Hauptmasse selbst der mittleren bis älteren Basalte erscheint jünger als die Ausfüllung der Schwerspatgänge, welche oft eine erhebliche Kluftweite besitzen (vgl. Erl. z. Bl. Brückenau-Geroda 1923 S. 14 Tafel Profil XI). Die meist ohne Gangbrekzien und Gangwandabbröckelungen versehenen Gänge beweisen,¹⁾ daß die Mineralisierung von den Wandflächen in größerer Höhe vor sich ging und die Kluftweiten sich verhältnismäßig rasch schloßen; es müssen hochkonzentrierte und auf einem weiteren Weg differenzierte bzw. hinsichtlich der Begleitfolge vereinfachte Lösungen gewesen sein, welche diese Gangfüllungen verursachten; eine Beteiligung von Sole aus dem Zechsteinsalz braucht nicht angenommen zu werden, wohl aber ein gewisser Gasauftrieb als Entgasung ältester in großer Tiefe stecken gebliebener tertiärer Plutone.

In der Rhön sind die Eruptionen im Bereich der Schwerspatmineralisationen aufgetreten, auch in der Nähe von steckengebliebenen Basaltlagergängen wie bei Wartmannsrot-Sodenberg, bei Ehrenberg.

Es sei hier noch besonders auf das allerdings nicht abbaufähige Barytvorkommen bei Kissingen hingewiesen, welches vom Hauptbuntsandsteinhorst des südlichen Finsterberghangs (Erl. z. Bl. Kissingen S. 50 Taf. II Fig. 1) erwähnt wurde; ich habe schon dort die Ansicht vertreten, daß es einer anderen Mineralisationszeit angehören müsse, als die Dolomitisierung der Wellenkalkschichten, welche gegenüber am Altenberg bei Kissingen allgemein einer späteren, dem postvulkanischen Kohlensäureaufstieg entsprechenden Umwandlungszeit zugeschrieben wird. Ein neuerer Aufschluß bei einer Ausräumung zunächst und östlich des Bahnhofs legt die tieferen Schichten des Finsterberghorstes bloß und läßt erkennen, daß nach dem tektonischen Südwestrand des Horstes zu entsprechend der Absenkung in der Nachbarschaft eine Anzahl flacheinfallender schwacher Absenkungsverwerfungen mit dichtem Zusammenschluß der Verwerfungsflügel auftreten, daß nach NO., nach dem Nordrand des Horstes zu, sich aber kleine Einbrüche mit steiler einfallenden Verwerfungen und geringerem Flächenzusammenschluß einstellen; diese geringen Kluftweitungen sind nun mit Baryt erfüllt, was auch für die 70 m höher auftretenden Barytauf-

¹⁾ Da die Gangwände auch Flächen nachgewiesener späterer Bewegungen sind, so ist nicht stets leicht festzustellen, was eine anfängliche Abbröckelung und eine spätere Verbretschung ist.

treten gelten darf. Der Auftrieb der Lösung des Baryts und die Lösung selbst sind also anders zu denken wie der von CO_2 gas unterstützte, der auch dichte Gesteine fast molekular durchdringt und sie tief ins Innere metamorphosiert. Mit dem Schwerspat ist aber hier wie anderwärts sehr häufig eine Verkieselung der Sandsteinnachbarschaft und das Auftreten von Quarzkristallisationen verbunden, welche auf die Bedingungen heißer Lösungen hinweist; auch steht die Vorstellung nahe, daß es gasarme und zähflüssige verdickte Lösungen waren, welche lediglich durch Abkühlung in dem letztere besonders fördernden, Wärme ableitenden Hauptbuntsandstein ausgefällt wurden.

Die Entstehung des Buntsandsteinhorstes bei Kissingen mußte also zu den älteren tektonischen Erscheinungen der Tertiärzeit noch vor dem Auftreten der die CO_2 -Entgasung mit sich bringenden Lavendurchdringung des Gebirges gehören; es würde das auch zeigen, wie viel weiter ausgebreitet in der Flächenerstreckung diese vorvulkanischen¹⁾ Vorläufer sind, als die späteren eigentlich vulkanischen Durchbrüche selbst.

Das gleiche zeigt sich auch im Spessartgebiete (vgl. Kartenbeilage: Flächen nordsüdlicher Strichelung).

Die stärkeren Schwerspatvorkommen des Spessarts halten sich nun in einem herzynisch verlängerten Raum von 10 km Breite und über 25 km Länge zwischen Lohr und Biber;²⁾ sie sind orientiert nach dem Untergrund im westlichen Randgebiete des Zechsteinmeeres, welches im Spessart randlich über das Binnenseeablagerungsgebiet des Oberrotliegenden noch weiter hinausgreift; dieses hat in queren NW.—SO.-Verwerfungen das varistisch gerichtete Becken des Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Maingebiets überkreuzt, wie solches in der Richtung Hanau—Gelnhausen als Fortsetzung des rheinpfälzischen Unterrotliegendenbeckens nach dem Thüringer Wald fortstreicht. Bei Kissingen (Mellrichstadt—Brückenau) befinden wir uns schon im südlich bis südöstlich fortgesetzten Einbruchgebiet des Oberrotliegenden zur Permzeit. Ich habe nun die Überzeugung, daß der angegebene Bereich der Schwerspatmineralisation diesem etwas zerstückelten permischen Einbruchsrand angehört und daß tertiäre Nachsenkungen hier die Bruchlinien wieder eröffnet und die mit den tiefen Magmen hier zusammenhängenden, im wesentlichen alt- oder gar „praevulkanischen“ Lösungen emporgeführt haben.

Aus dem sehr unterschiedlichen Verhalten z. B. des Weißliegenden unter dem Kupferschiefer bei den verschiedenen Röhrtiefbohrungen (Zeitlofs, Kissingen) läßt sich auch schließen, daß im Rotliegenden-Untergrund vor Eintritt des Zechsteins auch im Innern des nach Süden über die Saar—Nahe—Vorspessart—Thüringer Wald—Linie mit der Unterrotliegendenmulde, erweitertem Oberrotliegendenbereich erhebliche Störungen eingetreten sind, welche zur Tertiärzeit in gleicher Weise als eine der älter basaltischen, fast vorvulkanischen Ereignisse die Schwerspatbildungen begünstigt haben können.

Wir hätten also neben den innerhalb des mittleren Tertiärs sehr verschieden zeitlichen magmatischen Durchbrüchen mit gewaltigen, verschieden hoch emporreichenden, sehr schweren Stoffverlegungen aus der Tiefe nach oben auch noch einen weiteren derartigen Vorgang, die Schwerspatmineralisation, welche sich jenen

¹⁾ Das Wort vorvulkanisch ist stets nur verhältnismäßig zu fassen, d. h. nach dem Zeitpunkt des ersten Eintreffens der vulkanischen Äußerung in einer bestimmten geologischen Höhenlage.

²⁾ Vereinzelte Auftreten sogar im Oberen Buntsandstein sind bis in die Gegend von Wertheim noch nachgewiesen; das würde die doppelte Länge bedeuten.

wirksam an die Seite zu stellen vermag; sie wirkt gemäß ihrer regionalen Verbreitung einheitlich erschwerend auf die leichteren Schichtmassen.

5. Tektonische Wirkungen der Stoffverlegungen; Wiederbelebung des Vulkanismus zur Tertiärzeit (Tethys u. Alpengürtel); Ursachen der Nordüberschiebungen; Rheintalgraben.

Wie ich dies im Gebiete des Pfälzer Geosynklinalgewölbes weiter ausgeführt habe, ist durch die anfänglichen Einfaltungen und Auffaltungen, durch die zahlreichen Einpressungen und Magmenausbrüche und Ströme mit den sehr verschiedenen Gewichtsverlegungen nach oben eine Beeinflussung der Umdrehungsgeschwindigkeit der einzelnen Längs- und Querschollen gegeben, welche diese veranlaßt, nach den vorgegebenen älteren und jüngeren Bruchlinien ostwestlich auseinander zu gehen; hierdurch wird nicht nur die Tektonik (Kleineinbruchtektonik) mit Abbruchsteilen nach den größeren Erweiterungsklufräumen hervorgebracht, sondern es werden auch zahlreiche weniger breite Klufräume geschaffen, in welchen entweder die Magmen aufsteigen oder auch starke Mineralisierungen mit Schwerspat und Quecksilbererzen ihren sonst unerklärlichen breiten Platz finden konnten; es muß ein allgemeines ostwestliches Auseinandergehen des jungen Faltengebirgs im Oberrotliegenden angenommen werden, welches auch wieder von zentrifugalem Emporgehen einzelner Massen, welche seitlich nicht zurückbleiben können und bei größerer Masse zu stärkerer lebendiger Kraft der Umdrehungsbewegung gezwungen werden, gefolgt ist.¹⁾ Diese Erscheinung sehe ich auch im Rhöngebirge zur Tertiärzeit ausgeprägt, wobei der Unterschied gegen das von zwei Mulden begleitete und sich dabei abscherende Gewölbe des nordpfälzischen Permkarbons der ist, daß dort Trias fast wagrecht auf dem varistisch gefalteten und herzynisch quer durchbrochenen Grundgebirg in breiter Fläche aufliegt, d. h. physikalisch sehr verschiedene Verbände in einer Auflagerungsfläche aufeinanderliegen, als wie durch eine Faltungsabscherungsfläche voneinander getrennte und daher gegeneinander leichter tangential bewegliche Massen. Für die Möglichkeit aller erdperipheren Tangentialbewegungen in West—Ost bei Verschiedenheiten der Umdrehungsgröße ist dies eine ganz wichtige Vorbedingung.

Wir können die Frage deduktiv behandeln und in dem Vortrag den umständlichen induktiven Weg kürzen. Wir fragen zuerst, wie steht es mit der allgemeinen Ursache der Wiederbelebung der vulkanischen Tätigkeit zur Tertiärzeit des germanischen Bereichs bzw. im Bereich der an das ganze varistische Grundgebirge anschließenden mesozoischen Überdeckung? Wir haben südlich von ihm im Alpengebiet einen erdumfassenden Gürtel von im wesentlichen ununterbrochener Senkung mit meist fast pelagischen Ablagerungen, welche mindestens zu den gleichzeitig im germanischen Bereich abgesetzten Flachseebildungen oder gar Binnenseeabsätzen im isostatischen Gegensatz stehen. Diese großen Senkungen im Süden

¹⁾ Es ist in meinen früheren Abhandlungen darauf hingewiesen worden, daß das in stabilen Erdperioden vorhandene Ruhegleichgewicht zwischen Umdrehung und Schwere in Zeiten labiler Gebirgsbildung gestört ist und erst wieder neu sich einstellen muß. Hierbei ist daran zu erinnern, daß die Umdrehungsgeschwindigkeit selbst im Laufe eines Jahres ein Maximum und ein Minimum hat und diese Ungleichheit nicht ohne Bedeutung für die Ausgleichsbewegungen in labilen Erdperioden sein kann. Auch auf jener Erdseite, wo Richtungen von Rotation und Revolution übereinstimmen, ist die Zentrifugalkraft eine größere als an anderen Stellen der Erdbahn (REIS, Lehrb. d. Physik. 1910. S 764). Diese regelmäßig wiederkehrenden Beschleunigungen wirken in der Erdrinde stoßweise wie Druck und Zug; sie können als Ursache der nordsüdlichen Gesteinszerklüftung selbst betrachtet werden.

haben dort, kann man annehmen, auf die Tiefe gewirkt und mußten daselbst die Magmenvorräte allmählich nördlich und südlich zur Seite drängen, wo weniger Belastung vorlag. Nicht, daß die starken Faltungen keine Magmen hindurchlassen, ist die alleinige Ursache der Armut der Alpen an jüngeren Durchbrüchen, sondern die vorherige ständige nördliche und südliche Abdrängung der Magmen. In Norditalien haben wir schon zur Zeit des älteren Eozäns an einem Teilrand des Eozänmeeres eruptiv-effusive Tätigkeit. Am Nordrande der Alpen haben wir aber noch andauernde gewaltsame Einbrüche, besonders den Vorgang der Bildung des nach Norden über Jura und böhmisch-bayerisches Urgebirge übergreifenden Oligozän-Miozän-Meeresbeckens, welche von neuem hier auf die magmatische Tiefe in dem vorgenannten Sinne wirken konnte.

Bei Beginn der Alpenschübe von Süden nach Norden sind die nördlichen Abbruchränder alpiner Schollen stets von Süden her zunächst emporgeschoben und gehoben; im Entstehungszustand der Faltenhebung lasten sie nicht mehr auf dem Untergrund, es müssen sich bei der Tiefenabsplitterung Lücken und Hohlräume gebildet haben, in welche die gelockerten nördlichen, nach Süden nach dem früheren Bruch- und Schubzusammenhang freien Bruchstellen hineinstreben oder auch erst dahin abbrechen. Die Wirkung der hierbei anzunehmenden Fallbewegung nach Süden oder Südosten wird aber noch dadurch gesteigert, daß jede freie Fallbewegung nach Osten durch die Erdumdrehung und auf der nördlichen Erdhälfte nach Süden dadurch gesteigert wird, daß hier der „Fall“ durch die Anziehungskraft von dem größeren Teil der Erdkugel noch nach Süden abgelenkt wird; dies ist nicht nur bei den Fallversuchen erwiesen,¹⁾ sondern es läßt sich auch bei der Talerosion durch das Wassergefälle wiedererkennen; es erklärt dies überhaupt das Vorwiegen der S.—N.-Überschiebungen in verschiedenen Faltungszeitaltern im nordeuropäischen Erdteil. Beim Nachlassen des emporhebenden alpinen Nordschubs legt sich der gehobene Schollenrand auf die nach Süden wie auf schiefer Ebene hinabgerutschten Massen, diese schließen fest zusammen und erzeugen erst das Bild einer Überschiebung nach Norden mit einer nicht davon wegzudenkenden Unterschiebung nach Süden.

Diese gewaltigen Vorgänge am gesamten Südrand des germanisch-varistischen Grund- und Deckgebirges konnten nicht ohne Nachwirkungen auf diesen stehen gebliebenen Nordrumpf bleiben. Wie die Alpen die umfassendsten Emporhebungen des vorkarbonischen und vortriadischen Grundgebirges einschließen, so muß auch am fränkischen Rand zuerst das Grundgebirge in Mitleidenschaft versetzt werden, welches dazu noch unter dem Druck des paläo- bis mesozoischen Deckgebirges steht, das für sich nunmehr aus seinen südlichen Zusammenhängen gelöst ist und in der schiefen Ebene nach Süden und Südosten in seinem Einfallen drückt. Es wurde die Möglichkeit und die Bedingungen geschaffen, daß in der ersten Zeitspanne dieser Erdperiode das Grundgebirge zuerst für sich auf einer tieferen alten Ab-

¹⁾ Für beträchtliche Teile der äußeren Erdrinde selbst kann man sich die Schwerkraft nicht im Mittelpunkt der Erde vereinigt denken. Die Ebene durch den Parallelkreis eines Fallortes teilt die Erdkugel ungefähr in zwei Abschnitte, in denen die Schwerkraft je nach Norden und nach Süden wirkt; die Differenz der beiden ist auf der nördlichen Erdkugel ein Schwerkraft-Überschuß nach Süden, der in den Fallversuchen stets nachweisbar ist. P. REIS, der in seinem Lehrbuch der Physik, 1910, S. 763, diese Verhältnisse in Einzelpunkten am entscheidensten aufführt, glaubt, diese südliche Ablenkung sei eine Folge des Trägheitsmoments in der Richtung der Tangente durch den Ort des Falls; diese Wirkung ist aber doch schon in der Ostablenkung einbegriffen? Die Südblenkung muß eine andere besondere Ursache haben, welche nach S. vorwirkt.

scherungsfläche nach allen Seiten, vorzüglich nach den alt vorgebildeten Hauptspalten und Fugen, auseinander weicht und die herzynischen, varistischen und rheinischen Einbrüche zur Folge hat, in deren steilen Zerreißungsbahnen auch die unter magmastatischem Auftrieb stehenden Magmen der Tiefe emporsteigen.

Auf diesen Vorgang der ersten geologischen Zeitspanne dieser Erdperiode möchte ich nicht nur die besonders in den herzynischen Richtungen eintretenden ältesten Einbrüche der Trias im Innern der fränkischen Platte zurückführen, sondern auch die diesen mehr und weniger deutlich nachfolgenden Schwerspatintrusionen; das gleiche gilt für das Rheintalgebiet. Die vulkanischen und postvulkanischen Intrusionen und Platzwechselforgänge nebst den Mineralisationen in der Tiefe mit ihren tangentialen Umdrehungsverzögerungen des Grundgebirges gegen die zum Teil entlastete magmatische Tiefenregion, so daß sich die neuen Magmeneinpressungsräume nach unten hin seitlich verschoben, bewirkten auch, daß Ähnliches zwischen dem Grundgebirge und der permisch-triassischen Auflagerung stattfand.

Ein weiteres seitliches Auseinandergehen des Grundgebirgs in West—Ost und auch wieder der permotriassischen Auflagerung lebte nun bei den fortschreitenden Lockerungen des Gebirges durch die obermiozänen bis pliozänen Meeres- und Becken-Nachbrüche am Jura- und Böhmerwaldrand wieder von Süden her neu auf. Hierbei kamen nun auch in zweiter Linie mehr die nordsüdlichen Bruchlinien in Bewegung, welche (vgl. die Öffnung der Kersantitgänge zu beiden Seiten des Rheins) zum Teil sehr alt sind, zum Teil sich neu bildeten, als eine Folge der stets neu einsetzenden West—Ost-Bewegungen in tertiärer Zeit, wie sie oben als Ausgangsvorstellung (S. 119) entwickelt wurde.¹⁾

Auch die Ausgestaltung des Rheintalgrabens mit seiner nach Westen abspringenden Fortsetzung im Saônegraben halte ich für eine Folge dieser ungleichmäßigen Tiefenbewegung des Grundgebirgs; er ist nicht auf einmal entstanden (vgl. Erl. z. Bl. Donnersberg S. 140), sondern eine Kombination von auf herzynischen, varistischen auf älteren und jüngeren nordsüdlichen Klüften auftretenden Bewegungen; er ist umgeben von einem zum Teil allerdings weitspurigen Kranz von vulkanischen Durchbrüchen und „schwerspätigen“ älteren Mineralisationen — am Rheingrabenrand ist es möglich, ein höheres Alter der Schwerspatmineralisation festzustellen, es ist dort als mittel- bis oberoligozän und an der Grenze des Meeressandes und der Cyrenenmergel durchbrechend festgestellt. Für seine vulkanische Herkunft hat sich neuerdings nachdrücklich Aug. Moos im Zentralbl. f. Min. usw. 1925 eingesetzt.

6. Einzelheiten des Rhönaufbaus, Mulden und Gräben.

Wenn wir nun das Rhöngebirge im engeren Sinn jenseits von der die gewaltigen vulkanischen Ausströmungen in tieferer Abtragung- und Einbruchshöhe ermöglichenden Fortsetzung des Rheintalgrabens nach N. betrachten, so haben wir nicht nur im Südwestende des Spessarts und des Rhöngebirgszugs eine allgemeine breite Gewölbeanlage, sondern auch im Nordosten unserer „Hohen Rhön“ zugleich einen Teil der um das Ostende des rheinischen Schiefergebirgs nach Ostnordost sich

¹⁾ Es ist in Geogn. Jahresh. XXXI 1918 S. 116 u. s. f. darauf hingewiesen worden, daß während der Ablagerung des Obermiozäns im bayerisch-schwäbischen Vorland eine fortdauernde Senkung der frisch gebildeten Absätze stattfanden, welche eine gewisse Aufrichtung der stets nächst älteren verursachten, daß also die Möglichkeit besteht zur ständigen Auslösung von Umdrehungsverschiedenheiten, welche unbedingt zur Ausgleichung in der Erdrinde drängen müssen.

Diese Ausgleichungen, so klein sie im einzelnen sind, müssen sich in gleichsinniger Weise an denselben Stellen auftretend schließlich zu größeren Endergebnissen zusammenzählen und aufhäufen.

herumbiegenden Trias. In älterer Zeit lag hier noch die Lettenkohle als allgemeinere Landoberfläche verbreitet auf; sie ist in einigen älteren Einbrüchen in NW.—SO. und SW.—NO. (bei Schwarzenfels, in den Fuldaer Mottener NW.—SO.-Brüchen, in den SW.—NO.-Brüchen bei Weyers) eingesunken und erhalten. Dann haben wir noch eine fast halbkreisförmige Ummantelung der „Hohen Rhön“ von Brückenau—Dreistelz über Bischofsheim, Kaltenwestheim, Geisa nach Eiterfeld von Muschelkalk, und zwar in einer Drehung des Streichens, welche einen allgemeinen ziemlich breiten Gewölbeabschluß kennzeichnet.¹⁾ Hier tritt nun im nordöstlichen Teil der Rhön zwischen Hünfeld, Eiterfeld im NW. und Oberfladungen im SO. eine reichlichere, auf 6 km gesteigerte, nicht auf Grabendurchbrüche begründete Verbreitung von höherem Keuper auf, welche im Zusammenhang mit den Verhältnissen bei Salzungen am Westrand des Thüringer Walds als ein Teil der herzynisch gerichteten Trias(Buntsandstein-Keuper)-Mulde mit Rotliegendem und mit Zechstein im Liegenden angesehen werden muß.

Die Synklinallinie der wichtigen Mulde geht nach der Karte der Rhön von BÜCKING von Eiterfeld-Arzoll SO. vom Fuldataal nach Geisa in NW.—SO. im Ulstertal, von da nach Kaltensundheim im Fuldataal, von da nach SO., wo sie ins untere Herpfthal (Gerthausen) weiterläuft und nach SO. in der Barre der Meininger Mulde sich verliert.

In dem nordwestlichen Teil des eben skizzierten Verlaufs ist der Keuper auf dem Südflügel der Mulde durch die hier zahlreichen Basaltdurchbrüche erhalten geblieben, auf dem Nordflügel durch Abtragung verschwunden, während im Verlauf nach SO. die Basaltdurchbrüche mehr auf dem Nordostflügel liegen und somit auch der Keuper hier in größerem Umfang erhalten blieb. Die ungleiche Verteilung der Basalte auf den Muldenflügeln schließt aus, daß das vulkanische Emporbrechen der Basalte allein etwa durch Erhebungskraft des Magmas diese verhältnismäßig enge Mulde geschaffen hat bzw. die Muldenlagerung vom Rand des Thüringer Waldes verengert hat, welche ja eigentlich durch eine gewölbeartige Erhebung der Rhön mehr ausgeglichen sein mußte. Dagegen ist die Tatsache, daß diese Basaltdurchbrüche in Gruppen ostwestlich einander gegenüberliegen dahin zu deuten, daß sie und die sie haltenden Muldenflügel²⁾ eine Bewegung gegeneinander gemacht haben, welche ich mit ungleicher Umdrehungsgeschwindigkeit zusammenhängend erkläre, vielleicht sogar mit Beschleunigung und Verzögerung auf den verschiedenen Seiten durch ungleiche magmatische Belastung.

Der tiefste Hauptbuntsandstein (der sogen. Heigenbrückener Sandstein) kommt nur in der Richtung von Mittelsinn her bei Kothen, Motten (rund 500 m ü. M.), Gichenbach (380 m ü. M.) in dem obersten Quellengebiete der Sinnflüsse (Oberbach ebenfalls ca. 500 m) und der Fulda zu Tage. Wenn man hierzu das Auftreten des Leberschiefers und Untersten Hauptbuntsandsteins bei Bischofsheim (500 m und 550 m ü. M.) und des Zechsteins bei Oberelsbach (480 m ü. M.) hinzunimmt, so treten diese tiefsten Schichten in einer gesonderten breiten und flachen Gewölbeerhebung gegen den Südostrand der Rhön hervor. In oder östlich von einer Höhenstelle der Aufwölbung hat ein schwacher herzynischer Einbruch hier die Schwer- spatgänge im tieferen Buntsandstein vorbereitet, wie ich Spuren davon auch westlich Bischofsheim auffinden konnte.

¹⁾ Die nordwestliche Fortsetzung dieser auch den Untergrund beherrschenden Gewölbeerhebung im Thüringer Wald darf in der Ruhlaer Grundgebirgs-erhebung gesehen werden; diese ist allerdings in schon vorpermischer Überdeckungs- und Abtragungsform mehr nordsüdlich gestaltet.

²⁾ Diese Muldenflügel streichen NW.—SO.!

Es muß nun hervorgehoben werden, daß nordöstlich von Oberelsbach-Oberbach eine tektonische Linie von NO. her nördlich von Willmers und Stadlingen einmündet, welche eine nördliche Erhebungsgrenze gegen ein eckig abgesetztes Senkungsgebiet: die engere „Meininger“ Mulde¹⁾ mit der Nordgrenze Hupf-Walldorf-Metzels darstellt. Die Meininger Mulde ist die durch die Besonderheiten des Rhön-gebölbes und seiner Basalteintrusions-Umgestaltungen nicht betroffene, ursprünglich gebliebene Fortsetzung des von Schleusingen an durch eine gewölbeartige Aufstauchung ostrandlich neugestalteten fränkischen, bis Regensburg reichenden Mulden-gebiets; ihr breites nördliches Abbrechen an einer NO.—SW.-Erhebungslinie, welche keine Bruchlinie ist, beweist einfache Hebungsursachen in der östlichen Fortsetzung der Linie Brückenau, Oberbach-Oberelsbach; es ist aber eine klare Flexur zwischen Wasungen und Meinigen, welche ich als eine durch die Um-drehungswirkungen verschärfte und nach Osten (Südost) verschobene Sattelfirst-lagerung ansehe. Dies muß im näheren begründet werden. Umgekehrt muß hervor-gehoben werden, daß die erwähnte Eiterfeld—Geisa—Kaltensundheimer Mulde die durch die besonderen Rhönwirkungen einseitig verschälerte „Meininger“ Mulde darstellt.

Während eine einfache Gewölbeerhebungswirkung mehr auf eine Ausgleichung und Zerteilung von Einfaltungsanlagen²⁾ durch Vermehrung der Spannung und Ver-teilung der Sedimente auf größere Flächen hinwirkt, sind hier Vorgänge mit gegen-teiligem Ziele zu erwähnen, welche zu einer ganz eigenen Erklärung Veranlassung geben. Wenn wir in dem Verschwinden der zwischen Schleusingen, Koburg, Veit-lahm und zwischen Schalken, Kronach und Kulmbach³⁾ bestehenden Einbruchs- und Aufstauchungsmerkmalen die Wirkung der ausgleichenden Gewölbebildung der Rhön-erhebung erkennen können, so muß für das Neuauftreten der der nordöstlichen Rhön selbst angehörigen engen Muldung eine ganz eigene Ursache gewirkt haben.

Nördlich vom Höhenpunkt des Auftretens der tiefsten Buntsandsteinschichten und des Zechsteins N. von Oberelsbach mündet die Meininger Triasmulde mit Keuper-einbruch im Kern von SO. herein. Nördlich von der Barytmineralisationslinie Kissingen-Oberbach endet auch der mehr nordsüdlich gerichtete Bereich der Phonolithdurchbrüche, welcher sich zwar nicht an den Formationsverlauf der Gewölbe-biegung hält, dessen Hauptgruppe aber doch im Kerne des breiter gefaßten Gewölbe-raums zu liegen scheint. Es wurde dahin gefolgert, daß die Emporführung der Phonolithe an die älteren Gefügeverhältnisse an eine Firstlagerung und -zertrüm-merung (oder gar das Fehlen) des permischen und praepermischen Schichtengrund-gebirgs (vgl. Ruhla-Beckerode) gebunden sei; eine Mittelpunktlage zu den übrigen basischen Basaltdurchbrüchen der Rhön scheint in der Tat mit einer gewissen Auf-fälligkeit zu bestehen (S.126). Die Schwerspatanhäufung liegt aber im Bereich dieser ba-sischen Durchbrüche, ist an keine der zur Höhe aufgedrungenen Basalte selbst ge-knüpft, ist also offenbar an eine ältere Gebirgsbewegung mit in größtmöglicher

¹⁾ Vgl. BEYSLAG, Übersichtskarte des Thüringer Waldes 1897. Das Einfallen nach S. beginnt N. von Wasungen

²⁾ So erscheint die Mellrichstadter Mulde mit streichenden Störungen aufwärts zur Rhönhöhe ziemlich gut ausgeglichen.

³⁾ Diese Aufstauchungswellungen von Schichten einer westlich gesunkenen Scholle an einer östlichen, wo man Schleppung erwarten sollte, ist eine auch im kleinen vielfach in Franken beobachtete Erscheinung, welche durch einen stärkeren westöstlichen Druck der gesunkenen Scholle erklärt werden kann; es treten hiermit auch kleine Überschiebungen auf (vgl. Erläuterungen zum Viertelblatte Würzburg 1:100000, 1928).

Tiefe gehaltener vulkanischen Masse gebunden, welche erst später wieder in Wirksamkeit trat.

Diese in der Tiefe, vielleicht zwischen Urgebirge und Trias, stecken gebliebene vulkanische Masse konnte an einer nach NW. etwas aufragenden, d. i. stärker in SO. einfallenden Urgebirgsanlagerungsfläche (vgl. Spessart oder Thüringen: Ruhla, Beckenrode) einen merklichen Widerstand gegen ein Verzögerungszurückbleiben finden; sie wurde aber in höherer Erdrindenlage in die hier bestehende größere Umdrehungsgeschwindigkeit gezwungen und erhielt somit eine höhere lebendige Kraft, welche sowohl nach außen als nach Osten wirkte. Hiermit scheint mir sowohl die stärkere Aufwölbung als auch die Verlagerung des Höchstpunktes der Aufwölbung nach O. bzw. SO. gegeben, welche Verlagerung nicht gegen das Einfallen, sondern mit dem Einfallen im Sinne der eingetretenen Aufrichtung der Schichten — also leichter — stattfand.

Durch die zentrifugale Emporbewegung in der südlichen bis südöstlichen Rhön ist aber auch wieder die Möglichkeit der Entstehung stärkerer Durchbruchgelegenheit rundum gegeben, welche sich zwischen Bischofsheim und Fladungen bis östlich von Hilders zu der zusammenhängenden Decke zusammenschlossen; diese stellt keine Ansammlung in einer eigentlichen tektonischen Mulde dar.

Die nunmehr in großen Massen in die höheren Schichtverbände der Trias, sogar in Decken an die Oberfläche gekommenen Basalte konnten hier — beim Fehlen westlicher Widerstände — Verzögerungswirkungen in der Umdrehung besonders im Bereich jener herzynisch gerichteten Mulde,¹⁾ also auch in dem postum verschobenen und gehobenen Gewölbe verursachen, was beides eine abscherende Loslösung vom Untergrund bedingt. Ich führe auf diese Verzögerungswirkung eine Zerreißung östlich von der insgesamt nord-südlich verbreiteten stromartigen Basaltanhäufung zurück, welche mit der Folge eines schmalen Einbruchs von Roßdorf²⁾ über Fladungen nach Nordheim verläuft, dortselbst sich mit einer älteren herzynischen Einbruchanlage, diese verstärkend, vereinigt, zersplittert wird, und südlich von Frickenhausen nach SO. abgelenkt erscheint; sie ist jünger als die Eiterfeld—Geisa-Mulde.

Dieser Einbruch ist völlig unabhängig vom älteren Bau und stellt ein gewaltiges späteres Ereignis dar, welches nur Beziehungen zur Basaltverbreitung hat und teilweise den Basalt selbst betrifft. Als derartige Verzögerungseinbrüche ohne zentrifugale Erhebungen können auch aufgefaßt werden der starke offenbar noch basaltische Einbruch am Nordostrand des Kreuzbergs mit dem Kreuzberg selbst, die nordsüdlichen Einbrüche bei Burkhardtsrot-Stangenrot, die schmalen Einbrüche zwischen Heubach, Oberzell, Zündersbach-Wernarz und der verstärkte Einbruch Motten, Ultrichshausen, Büchenberg, Hattenhof, welcher, wie ich glaube, auf einer älteren Anlage beruht. Kleine Einbrüche bei Geisa und Oberaufhausen-Seisdorf liegen auch östlich und nordöstlich der großen Hünfelder Masse.

Ähnliche Erscheinungen der Kleintektonik und von Gangbildungen östlich von stärkeren Schichtenerhebungen, von Intrusionsmassen und Stromaflagerungen, ließen sich auch im Gebiete des nordpfälzischen Permo-Karbondogewölbes, das auch einseitige, oft westliche und westöstliche Verlagerungen erfahren hat, im einzelnen in unverhältnismäßig größerer Deutlichkeit nachweisen (vgl. Geol. Archiv 1926 S. 71—92).

¹⁾ „Eiterfeld—Geisa—Kaltensundheim“.

²⁾ Das nördliche Ende bei Roßdorf hat eine schmale und eine breitere herzynisch gerichtete Fortsetzung nach NW. (Urnshausen), welche sich wieder der nordwestlich umgebogenen Basaltmasse nähert; diese Basaltmasse hat unverkennbar eine Fortsetzung der Zufuhrspalten unter der Trias über Bleßhaus, Runnkopf in der Richtung auf Salzungen zu. Hier ist eine kurze Muldenlage bemerkbar.

Ich halte es nicht für unmöglich, daß das Emporbrechen der Phonolithe einem weit heraufreichenden Durchbruch aus der ersten Eruptionsphase entspricht, dessen basische periphere Masse, wie erwähnt, in der Tiefe stecken geblieben ist und die Emporwölbung verursacht hat. Auch diese Masse konnte das Schichtgewicht ihrer Ausbreitung in größerer Tiefe heben und würde bei zentrifugalem Emporgehen und vielleicht noch östlichem Vordrängen die älteren herzynisch und varistisch gerichteten Einbrüche erweitert und verstärkt haben können.

7. Nachvulkanische Umwandlungen im nördlichen Bayern.

Wir haben die Schwerspatverbreitung als Folge von etwa mitteloligozäner vorvulkanischen Mineralisationen angesehen, welche auch aktiv gewordene vulkanische Massen im tiefen senkrechten Untergrund verraten. Auf eine postvulkanische Erscheinung, d. h. auf die Wirkung massenhaft empordringender Kohlensäure habe ich die merkwürdige zwischen der Rhön und den Haßbergen fast ausnahmslos auftretende Regionalmetamorphose in der Umbildung der Gipsknollen im Unteren Gipskeuper zu sogen. Quarzbrekzien erklärt (vgl. Erl. z. Bl. Poppenlauer 1926 S. 29—31). An dieser Faziesgrenze haben offenbar Eigenbewegungen der übereinander liegenden Formationsverbände stattgefunden, wodurch sich die empordringenden Gasmassen im Unteren Gipskeuper stauten und die durch die knolligen Einschaltungen in den Tonen innerlich ungleichmäßigen Schichten der Metamorphose zugänglich machten. Auf die Anzeichen der Eigenbewegungen habe ich in den Erläuterungen des genannten Blattes aufmerksam gemacht (S. 30 u. 37), zum Teil hängen sie auch mit Umdrehungseigenbewegungen in horizontaler Richtung zusammen.¹⁾

In gewissem Umfang ist die Erscheinung auch bei Hofheim beobachtet worden; hier finden sich die verquarzten Gipsknollen am Ölberg²⁾ bei Ostheim, der von Nephelinbasalt eingenommen ist, nur in nächster Umgebung des Basaltdurchbruchs. Andere Vorkommen der sogen. Quarzbrekzien im Keuper Deutschlands sind auf ihre Beziehungen zum Vulkanismus noch zu prüfen. Merkwürdige Sternquarzkollen als augenscheinliche Umwandlungen eines tonigen Gesteins fand Dr. NATHAN in der Nähe des Basalts von Grettstadt (S. 127).

8. Die Basaltgänge im Haßgau und ihre nordöstlichen und südwestlichen Fortsetzungen (Themar, Gerolzhofen).

Dies führt zu dem merkwürdigen Bereich der NNO. und SSW. streichenden schmalen Basaltgänge zwischen Grettstadt-Gerolzhofen und Themar-Steinsburg³⁾ (3,5 km südlich von Suhl am Südrand des Thüringer Waldes) in etwa 70 km Länge

¹⁾ Die S. 33—34 der Erl. z. Bl. Kissingen erwähnten Aufschlüsse, besonders den im W. neben der Straße Reiterswiesen—Arnhausen gelegenen Steinbruch, habe ich nochmals besichtigt und festgestellt, daß die mit fast wagrechten Druck- und Bewegungstreifen versehenen, nahe beieinander liegenden senkrechten Harnische verschieden hoch hinaufreichen und an verschiedenen hohen Schichtfugen je für sich enden, ohne nach oben fortzusetzen. Es war also ein tieferer Schichtenverband ohne scharfe Abgrenzung nach oben gegen einen oberen, mehr ruhenden in Bewegung und zwar in W.—O. mit Anpressung gegen nicht ganz W.—O. streichende Klüfte, so daß eine Aneinanderfortbewegung mit Reibung und Harnischbildung an verschiedenen Parallelklüften möglich war. Es läßt das auf W.—O.-Bewegungen schließen, die in der Tiefe stärker waren und nach oben zu aufhörten. Durch diese Beobachtung und Auffassung wird manches sonst rätselhafte tektonische Verhalten verständlich.

²⁾ Vgl. HEINR. ARNDT in „Fränkische Heimat“ 1927, Heft 2, S. 88.

³⁾ Hier hat die GÜMBEL'sche Übersichtskarte in 1:1 000 000 einen Muschelkalkeinbruch eingezeichnet, der viel weiter im Nordwesten nördlich gegenüber vom Dolmar liegen muß und unrichtig übertragen ist.

und in einer größten Breite von rund 15 km SO. von Königshofen zwischen Trappstadt-Heldburg mit etwa 10 Gängen: die Umgrenzung der ganzen Gruppe spitzt sich nach NNW. und SSO. in Einzelauftritten zu. Die gleiche Länge, aber über 2,5fache Breite nehmen die Durchbrüche der Rhön ein.

Die größte Höhenlage ist beim Steinberg (Feldstein) der nördlichste Durchbruch bei 537 m (rund), bei Themar 488 und 398 m, bei den Gleichbergen 564 m und 408 m (die „Gänge“ gehen herab bis 240 m), beim Spitzberg und Straufheim (Bl. Rodach) bzw. 308, 360—251 m, bei Gompertshausen (NW. Sternberg-Königshofen) 313 m, bei „Heldburg“ Schloßberg 282 m, Heldburg-Hohenberg 324 m, bei Hofheim-Haßfurt 313 m.

Im großen und ganzen sind diese Gänge schmal, in der Umgebung der Gleichberge nach N. und S. nach PRÜSCHOLDT stets unter einem Meter; der größere Teil der Gänge im Haßgau ist ähnlich schwach, sie werden in ihrem Verlauf vom Ackerbau leicht überpflügt. Die Gleichberge, welche von PRÜSCHOLDT als Teile einer größeren Decke aufgefaßt werden, sind etwas breitere durch Explosionen in größerer Höhenlage erweiterte Trichterausbrüche, deren Wannenausfüllungen selbstverständlich deckenartige sind. Ihre geradlinige Aneinanderreihung und Streckung in einer Gangrichtung lassen keinen Zweifel an ihrer gangmäßigen Emporführung aufkommen.

BEYSLAG hebt in den Erl. z. Bl. Heldburg 1895 hervor, daß die Gänge abbrechen und seitlich mit kurzem Nebeneinanderherlaufen sich wieder einstellen. Das beweist, daß die Basalte eine vorbestehende Zerklüftung benützten, daß die Klüfte wohl in der Tiefe nach dem engeren Streifen der Basaltzufuhr zusammen treffen. PRÜSCHOLDT-BEYSLAG nehmen für die Ganggruppe eine Verwerfung im alten Gebirge an, welche den Basalt emporführte, der dann in der angenommenen Richtung auch die Trias durchbrach. Eine solche alte Verwerfung müßte wie auch die große tertiäre Haßberger Verwerfung herzynisch gerichtet sein, ebenso wie der gesamte Muldenbau herzynisch gerichtet von dem Basaltgangschwarm spitzwinkelig nach NNO. durchschnitten wird (s. unten). Auf die Deutung dieser letzten Richtung kommt es aber an!

Wichtig ist die Feststellung von PRÜSCHOLDT, daß die Basalte aus zweierlei Magmen bzw. Magmendifferenzierungen bestehen, von welchen die ältere Kieselsäure-reichere (Feldspatbasalte) durchbrochen wird von zeitlich jüngeren, Limburgiten, welche für sich auch Brocken von Feldspatbasalten enthalten; es müssen demnach auch die Spaltenaufreißungen in den Sedimenten sich später erneuert haben, was aus spitzwinkligen nahe liegenden Durchschneidungen hervorgeht (vgl. Bl. Roßach der Preuß. Landesaufnahme von Sachsen-Koburg).

Ziemlich gut in der Mitte des gesamten Basaltgangschwarmes (S. 123) findet sich am Schloßberg-Heldburg eine Phonolithkuppe als einziges Anzeichen eines älteren Durchbruchs, der aber auch Einschlüsse noch älterer Limburgite enthält, welche auch in den Feldspatbasalten auftreten. Diese durchsetzten aber den Phonolith bei Heldburg nach BEYSLAG und VOGT. Erste tiefe Abscherungslimburgite wurden vom Phonolith aufgehraucht, welcher vom Feldspatbasalte mit andernorts wieder jüngeren Limburgitgängen durchbrochen wird.

Die Richtung der Aufreißungen ist im allgemeinen NNO. wie die Gesamtaußengrenze der Rhöndurchbrüche, könnte also auf Verzögerungsaufreißungen in WO. gedeutet werden. Zu dem örtlichen Spalten- etc. Bau in herzynischer Richtung ist keine Beziehung zu erkennen, da auch das Gesamtbild der Verbreitung ein spitzwinkelige Überschneidung der herzynischen Muldenrichtung von den südwestlichsten

bis zu den nordöstlichsten Gängen und Gangtrümmern deutlich ausgeprägt erscheinen läßt.

Es ist denkbar, daß in der Nähe der südöstlichen Rhöndurchbruchs-Randlinie die Sedimente durch die Basalte mit verschieden hoch aufdringenden Durchbruchspfeilerwänden und Kontaktverschweißungen in gewissem Umfang fester zusammengehalten sind. Im Gebiete des Blatts Poppenlauer fangen aber schwach ähnlich streichende Zerreißen und Verunregelmäßigungen an (vgl. Erl. S. 27—39); sie sind aber nicht durch Basaltfüllungen oder Mineralisation bald nach ihrem Entstehen festgelegt. — Hier in dem Münnerstadt—Saal—Königshofen-Zwischenraum befindet man sich auch im Bereich eines nach NW. gerichteten Magmenentzugs durch das in viel höhere Lage dringende Aufbrechen und Durchbrechen in der Rhön, was also zu der Tatsache geringerer N.—S.-Zerklüftung bedeutungsvoll hinzutritt.

In der Steinsalzbohrung bei dem SW. von Schweinfurt gelegenen Bergheinfeld (Geogn. Jahresh. XIV 1901 S. 43—44, Taf. V Fig. 1—3) fand sich in 240 m Tiefe unter dem Maintal das zerspließende Oberende eines Flußspat führenden Kalzitgangs im Oberen Wellenkalk und Schaumkalk. Die Bohrung liegt 8,5 km nordwestlich von dem südlichen Basaltgängen der Haßfurter Ganggruppe bei Grettstadt. Flußspat ist auch im Schwerspatgang von Oberbach-Wildflecken in viel größerer Höhenlage gefunden wurden. Die Stelle bei Bergheinfeld ist in unserem Übersichtskärtchen mit * bezeichnet.

Erst in einem weiter südöstlichen Raum konnte der Magmenauftrieb, nicht durch nordwestlichen Abtrieb oder Entzug geschwächt, in größere Lagehöhen wirken und es wäre daher eine Erfüllung von schmalen Ganglüpfungen noch vor deren verständlichem Zusammenbruchs-Wiederabschluß von oben her denkbar. Hier ist uns also durch Magmatisierung der Verlauf von kurz vorher entstandenen, weithin in die Länge reichenden schwachen Klufträumen erhalten geblieben.¹⁾ Es zeigt uns dieser Streifen zugleich die Art, wie man sich die Durchdringung tieferer Schichtenverbände durch den aufsteigenden Basalt denken kann (auch in gewissem Umfang an die sogen. Vulkanembryonen der schwäbischen Alb erinnernd).

Wie die Zerklüftung hier größer sein muß, das geht daraus hervor, daß im tiefsten Gipskeuper SO. vom Ölberg-Ostheim (S. 125) Einbrüche erfolgten, welche in Tonschichten durchaus viereckige (schachtartige) Begrenzungen erhalten (vgl. S. 126).

Ich glaube, daß die sehr auffälligen, in langen, weitgestreckten Ganglinien erfolgten Zerklüftungseröffnungen auf die einheitliche Zugwirkung der älteren Rhönvulkanisierung zurückzuführen ist, insofern als diese die Rhönmasse gezwungen hat, um ein Geringes in der Erdumdrehung zurückzubleiben bzw. senkrecht zentrifugal etwas stärker in die Höhe zu gehen.

Der Vogelsberg, welcher zum größten Teile aus Oberflächenströmen besteht, entspricht — soweit Ströme und Durchbrüche miteinander in Beziehung gesetzt werden können — dem auffallend plötzlich durchbruchsarmen südwestlichen Anteil des Rhönbasaltgebietes. Es darf mit Hinweis auf frühere Ergebnisse (S. 129) die Anschauung ausgesprochen werden, daß hier in dem durch den Rheintaleinbruch geschaffenen Gebiete der erleichterten Magmenaufforderung der Magmenauftrieb südöstlich davon, d. h. senkrecht zum Streichen des Grundgebirges und des Deck-

¹⁾ Ein ganz abgeschwächter Außenseiter dieser Zerreißen- und Magmatisierungswirkungen ist der im Jurabereich auftretende, NNO. streichende, in zwei Bruchstellen unterbrochene, in der Tiefe wohl einheitliche oder auf einheitliche Zufuhr hinweisende Gangzug Oberleinleiter—Veitlahm.

gebirges, sehr stark vermindert ist.¹⁾ Auch im kleinen lassen sich in der Rhön derartige Wechselbeziehungen feststellen (vgl. S. 129 und Erl. z. Bl. Motten-Wildflecken Nr. 9/10 1924 S. 38—39).

Hinsichtlich jener Wirkungen, welche die Höhenlage der Effusionen des Vogelsbergs auf die Umdrehungsverzögerungen bzw. auf die zentrifugalen Erhebungen im Osten und Westen ausüben kann, muß aber das Vogelsbergmassiv mit der Rhön als Einheit gedacht werden. Zu diesem Zweck die jetzige Höhenlage der erwähnten Basaltgänge im nordöstlich und südwestlich erweiterten Grabfeldgau mit der Höhenlage der Basaltmassen von Rhön und Vogelsberg in Beziehung zu setzen und Spannungswirkungen abzuleiten, darauf kann nicht verzichtet werden; die Höhenmaße der dem Thüringer Wald sich nähernden Hauptdurchbrüche mit 300—270 m und die in der Rhön mit 950²⁾ bis 750 m lassen ersehen, daß die Rhön in diesem Sinne sehr wohl gewirkt haben kann. — Es ist im allgemeinen festzustellen, daß die meisten Gangdurchbrüche in geologisch höherer Lage (mittlerer bis oberer Keuper) stehen, welche dem schon vorvulkanischen Einfallen gemäß und der Entfernung von der Rhön entsprechend in dem horizontalen Spannungsumkreis auch noch der mittleren Rhöndurchbrüche liegen werden. Die verhältnismäßig große Tiefenlage der Durchbruchöffnungen im Haßgau und südlich vom Main zwischen 300 und 500 m ist auch der hier starken Abtragung zu verdanken. Es gibt das allerdings einen kleinen Begriff von den großen durchstoßenen Mächtigkeiten, wenn man bedenkt, daß z. B. schon in der Umgebung der Gleichberge (Römhild) oberflächlich die Basaltgänge von 247 bis 500 m aufsteigen und daß bei 554 m die Trichterwannenfüllung mit Feldspatbasalt des großen Gleichbergs noch von jüngeren Gängen durchkreuzt wurde. Diese hoch hinaufreichenden Basaltgänge auf etwa in O.—W. auseinandertreibende Eigenkraft des Magmas zurückführen zu wollen, das verbietet sich bei der großen Tiefe der Gänge und ihrer gleichmäßig geringen Breite von selbst. Es sind das Folgen allgemeinerer, zerreißennder Vorgänge in den Schichtenverbänden der Erdrinde und eines gleichbleibenden Magmenauftriebs.

9. Wechselstellung und „Richtung“ der Basaltdurchbrüche im einzelnen und in Massen (Rhön, Vogelsberg, Eifel u.s.w.); hierzu das Übersichtskärtchen.

Unsere oben umrissene Anschauung, daß es sich bei dem Auftreten des Schwarms von schmalen Gängen der Haßfurt—Themarer Gruppe lediglich um eine Art basaltische Fossilisierung der Gangklüfte handelt und zwar durch den hier in gewisser Entfernung von den ablenkenden und abzapfenden Rhöndurchbrüchen wieder möglich gewordenen höheren Auftrieb des Magmenvorrats in der Tiefe, liegt im Bereich meiner Auffassung von den Ursachen des alternierenden, wechselständigen, unter sich in magmastatischen Beziehungen stehenden Auftauchens von Magmen, welche sich besonders im streichend aufgerichteten, gefalteten bzw. gemengten Gebirge äußert; ich habe diese Auffassung vor 20 Jahren zum ersten Male für das nord-

¹⁾ O. M. REIS hat für das permische Intrusionsgebiet im Pfälzer Gewölbe eine Wechselbeziehung der eruptiven Durchbruchmassen mit „Ladung“ und „Ladungs“ entzug festgestellt, welcher Anschauung E. Süss in seinem „Antlitz der Erde“ mit Hinblick auf amerikanische Basalte später zur Seite getreten ist (vgl. z. B. Erläuterungen z. Bl. Kusel 1910 S. 164 Abs. 3).

²⁾ Der Basalt am Feldstein bei Themar mit Mittlerem Muschelkalk der Meininger Mulde (9 km vom Rand des Thüringerwalds) hat 537 m, der Basalt der Schwarzenberge in der Rhön (50 km W. vom Rand des Thüringer Walds) in gleichen Schichten hat 820 m über NN. Eine große Zahl der vielen kleinen Durchbrüche der Rhön liegt zwischen 720 und 400 m (Gänge im Haßgau gehen bis 230 m herunter) Gleiche Höhe hat der von Dr. NATHAN neu entdeckte südwestlichste Basalt bei Grettstadt S. vom Main.

pfälzer permische Faltengebirge begründet und bin außer anderen Gelegenheiten¹⁾ in meiner letzten Abhandlung über diese Gegend im Geolog. Archiv 1926 S. 72 nochmals auf deren Ursachen und Wirkungen zurückgekommen.

Solche magmatische Wechselbeziehungen müssen sich auch im kleinen äußern; ich habe darauf schon in einem eigenen Kapitel der Erläuterungen zu Blatt Motten-Wildflecken 1924 S. 38—40 hingewiesen; es zeigt sich überall eine Anordnung der Aufbruchsmassen derart, daß nicht nur solche in den drei Hauptrichtungen auftreten oder noch in ihnen verlängert sind, sondern daß z. B. im nordöstlichen Weiterstreichen plötzlich eine Lücke des Durchbruchs kenntlich wird, dafür aber in gewisser Entfernung südöstlich davon ein Durchbruch oder Durchbruchgruppe einsetzt. Das zeigen z. B. auf Blatt Brückenau die Durchbrüche im Nordwesten des Blattes, noch deutlich im Dreistelzgebiet bis Leichtersbach. Auf Blatt Geroda sieht man den Wechsel in den Durchbrüchen südlich von Oberbach an dem Willenstopfelkuppel; endlich im Schwarzenberggebiet in der NW.—SO.-Reihe der Barsteine, Farnsberg, Platzerkuppe gegen die mittlere Reihe: Schwarzenberg—Erlenberg—Lerchenhügel, welche selbst wieder unter sich und mit benachbarten kleineren Kuppen in wechselständiger Massenentwicklung stehen und mit dem Todtemannsberg und Hahnenknäuschen alternieren, dabei unverkennbar NO.—SW. oder NW.—SO. angeordnet bzw. verlängert sind.

Vielleicht ist auf jene magmastatischen Beziehungen auch zurückzuführen, daß entsprechend dem nordwestlichen Zurückweichen der Masse der Vogelsberg-Decken gegen die Rhön durch den erleichterten Magmenaufbruch an der Kreuzung der Rhein- und Maintalspalten und der südlichen Grenzspalten des Taunusgebirges, auch in der Haßfurt—Hofheim—Römhilder Ganggruppe die südwestlichen randlichen Durchbrüche gegen die mittleren ebenso nach NW. zurückspringen. Ein gleiches ist aber auch am nordöstlichen Ende der Spaltengruppe der Fall und zwar zwischen Themar und Suhl.

Auch die geringfügige Obernburg—Aschaffener Durchbruchgruppe steht in Wechselanordnung zum mindesten zum Vogelsberggebiet und ist den Rhöndurchbrüchen in NO.—SW. gleich „gerichtet“.

Hierfür gilt nun die auffällige Erscheinung, daß entsprechend der Rhön, welche eine nach SO. vorspringende „Wechselstellung“ zur Vogelsbergmasse hat, eine ebenso in Wechselstellung zu diesem befindlichen „Kasseler“ Durchbruchmasse besteht, welche die Rhön seitlich nach NO. zu überflügelt; diese Überflügelung entspricht einem starken Basaltaußenseiter am Dolmar nordöstlich von Meiningen (vgl. auch GÜMBEL'S Übersichtskarte 1:100 000), welcher unverkennbar die Anzeichen einer für sich abgetrennten alternierenden Stellung zur Rhön an sich trägt, wenn er auch an Durchbruchgröße in seiner Höhenlage (!) zurücksteht.

Diesem „Kasseler“ Durchbruchgebiete entspricht das der Eifel mit dem Westerwalde im SW.-Streichen und dieses steht auch in Wechselstellung zum Vogelsberg, der in SO. senkrecht zum Streichen versetzt scheint. Die Wechselstellung dieser großen Massen in annähernd varistischer Grundanordnung und senkrecht dazu ist unverkennbar; sie weist auf die magmastatischen Zusammenhänge in der Tiefe hin und nicht mißverständlich darauf, daß der Magmenauftrieb nicht regellos und lediglich von explosiven Wirkungen beherrscht ist, sondern unter einem weit ver-

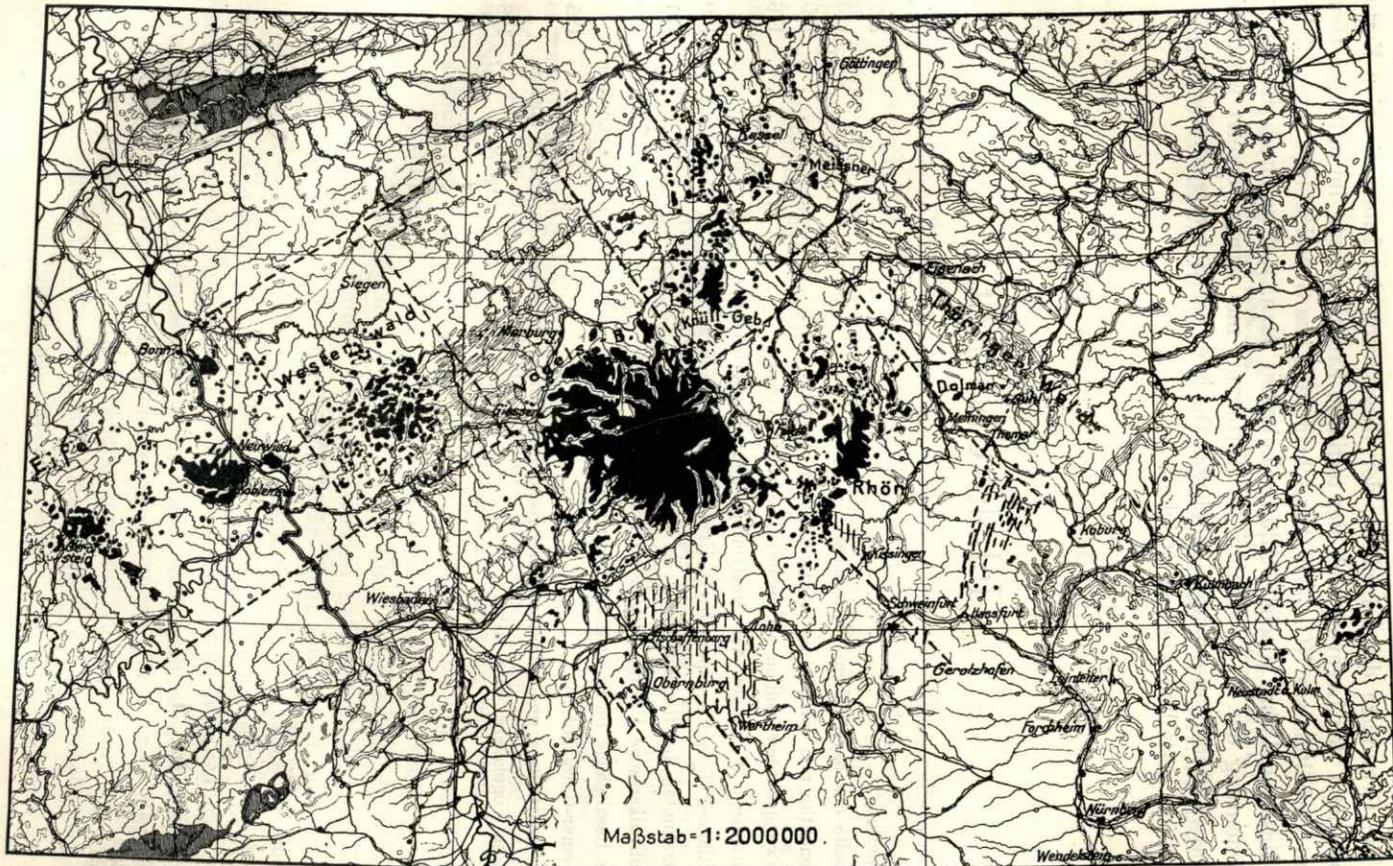
¹⁾ In den Erläuterungen zu Blatt Donnersberg der Rheinpfalz 1921 S. 103—112 steht eine neuerliche Zusammenfassung dieser Anschauungen.

breiteten Druck nach einer Magmenspiegelhöhe strebt, wobei die explosiven Wirkungen als „mehr oberflächlich hinzutretend“ verwirrend eingreifen. Diese allgemeine Druckwirkung sehe ich vorzugsweise neben und nach der Verdrängung durch die alpine marine Senkungsdauer (S. 119/20) in dem Abdrängen der Tiefenmagmen zu Seiten des teils westöstlichen, hauptsächlich süd-nördlichen Alpenschubs (Jahrbuch d. Geolog. Bundesanst. Wien 1926 S. 207),¹⁾ welcher im Osten und Westen der Alpen (südlich der Karpathen, in der Auvergne, im le Puy-Gebiete), ebenso wie im südlichen germanischen Bereich je nach den Eigenheiten des älteren Aufbaus verschieden gewirkt hat. — Wo das alte vorkarbonische Grundgebirge zu Tage tritt, da sind die Magmendurchbrüche massenhaft und regellos und neigen zu Stromdecken. Hierher gehören auch noch die Durchbrüche „südlich“ vom Fichtelgebirge und Erzgebirge,²⁾ sie sind ebenso von der varistischen Linie beherrscht, wie die südfranzösischen tektonisch an der tiefen Stau Stelle der Umbiegung der varistischen in die armorikanische Streichrichtung aufbrechen; sie treten nicht in den armorikanischen Schenkel hinüber. Es sind Massendurchbrüche an die Oberfläche und Stromdecken, welche durch keine flächenhaft wagrecht ausgebreiteten Formationsdecken vom Perm bis Jura zusammengehalten sind und dadurch nicht als Sporaden sich hindurcharbeiten mußten.

Als wichtig scheint mir aber zum Schluß hervorgehoben werden zu müssen, daß die westlichen Basalt- oder jungen Eruptivgebiete zu beiden Seiten des Rheines aus dem Grundgebirge austretend, herzynische Richtungen bzw. Begrenzungen besitzen (Eifel!). Die Basalte etc. sind also nicht an die N.—S.-Richtung gebunden. Die östlichen Gruppen zwischen Göttingen, Kassel, Rhön, Themar, Haßfurt, Kulmbach, Leinleiter haben aber im einzelnen und im ganzen die NS.-Richtung und -streckung, welche das Bild der Wechselstellung etwas verschiebt. Diese Gruppen liegen im Raum der Triasüberdeckung, in welcher die N.—S.-Klüfte überwiegen. Wir haben in ihr eine jüngere Zerklüftung der Perm-Triasdecke zu sehen, welche als N.—S.-Eröffnung wieder auflebt und die Folge einer westöstlichen tangentialen Eigenbewegung ist; die diese bewirkende Erdumdrehung ist an und für sich nicht gleichmäßig und wirkt im Erdumfang nach Osten, periodisch wiederkehrend, mit stärkerem Schwung und Druck (S. 119 Anm.); sie wirkt besonders noch klüfteröffnend in Erdzeiten senkrechter Massenverschiebungen durch den notwendigen Ausgleich der verschiedenen Größen der Erdumdrehungsgeschwindigkeiten in verschiedenen Längen des Erdhalbmessers; diese Ausgleichsbewegungen werden möglich durch die tangentialen Beweglichkeit einerseits von leicht voneinander zu trennenden, diskordant übereinander abgelagerten, andererseits von durch Faltungsvorgängen voneinander abgescherten Schichtungs- und Formationsverbänden.

¹⁾ In ähnlichem Gedankengang bewegt sich der Aufsatz P. KESSLERS in Zeitschrift für praktische Geologie 1927 H. 3 u. 4 über Beziehungen von Erzgängen, Vulkanismus und Schwere in Südwestdeutschland.

²⁾ Hinsichtlich der Bedeutung der linear-varistischen Richtung der Durchbrüche sei noch auf das Ries und die Fichtelgebirgsbasalte verwiesen, welche in einer Linie mit den Nürnberg-Wendelstein-Schwerspatgängen mit Quarz und Flußspat (vgl. P. DORNS Bearbeitung Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1926) liegen. Letztere treten an der Durchkreuzung mit der Rhön-Vogelsberg-Wechsellinie, an welcher der Flußspat führende Kalzitgang bei Bergrheinfeld (Schweinfurt) liegt, auf (vgl. Übersichtskärtchen 1:2 000 000).



**Bemerkung zu dem Übersichtskärtchen der tertiären Eruptivmassen
(1:200000).**

Die Grundlage des Kärtchens, der Grenzdruck der Internationalen Karte von Europa bietet den Lagevergleich der tertiären Eruptivmassen im mittleren Deutschland im Verhältnis zur NO.—SW.-Streichrichtung des Grundgebirgs, ihre „Richtung“ nach dieser und ihre Wechselstellung senkrecht dazu, welche durch die Steigerung der Bedeutung der N.—S.-Linien zur Tertiärzeit nur wenig verzerrt wird. Weiter gibt das Kärtchen die hauptsächlichsten Gebiete der Schwerspatmineralisation in nordsüdlich gestellten kleinen Strichen.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
1. Einleitung	109—110
2. Basalte des bayerischen Odenwaldes	110—115
3. Phonolithe und Basalte des nordwestlichen Spessarts	115—116
4. Schwerspatmineralisation als nebenvulkanischer Vorgang	116—119
5. Tektonische Wirkungen der Stoffverlegungen; Wiederbelebung des Vulkanismus zur Tertiärzeit (Tethys u. Alpengürtel), Ursachen der Nordüberschiebungen; Rheintalgraben	119—121
6. Einzelheiten des Rhönaufbaus	121—125
7. Nachvulkanische Umwandlungen im nördlichen Bayern.	125
8. Die Basaltgänge im Haßgau und ihre nordöstlichen und südwestlichen Fortsetzungen (Themar-Gerolzhofen)	125—128
9. Wechselstellung und „Richtung“ der Basaltdurchbrüche im einzelnen und in Massen (Rhön, Vogelsberg, Eifel usw.)	128—129

Der Bayerische Wald im Eiszeitalter.

I. Glaziale Spuren in der Umgebung des Großen Arbersees.

Von

Georg Priehäuser.

Mit 5 Tafeln und 2 Bildern.

Der Bayerische Wald ist eines jener Gebiete, das verhältnismäßig noch am wenigsten erforscht ist. Es fehlen in nächster Nähe größere Bildungsstätten; es fehlen darum auch die Kleinarbeiten und Einzelbeobachtungen über den Bayerischen Wald.

In vorliegender Arbeit soll ein Beitrag zur Erforschung der glazialen Verhältnisse im Bayerischen Wald geliefert werden.

Im Jahre 1886 veröffentlichte Dr. BAYBERGER eine Arbeit über die Vergletscherung des Bayerischen Waldes. BAYBERGERS Angaben aber wurden von PENK, BÖHM und RODLER zum größten Teil als unrichtig abgelehnt; lediglich die kleinen Seen wurden als Beweise einer Vereisung anerkannt.

WAGNER behandelt in der 1897 erschienenen Arbeit „Die Seen des Böhmerwaldes“ auch eingehend die Glazialspuren.

MAYR stützt sich in der „Morphologie des Böhmerwaldes“ in Bezug auf Glazial hauptsächlich auf WAGNERS Arbeit. Wie aus den Arbeiten zu entnehmen ist, fehlt es hauptsächlich an der Feststellung sicherer Kriterien, die für eine Vereisung sprechen. MAYR schreibt darüber S. 21: „Wegen des fast völligen Mangels an Aufschlüssen und vor allem wegen der gerade in der Nähe der Seen oft urwaldgedichten Waldbedeckung ist das Auffinden sicherer Kriterien naturgemäß sehr erschwert.“

Die Landschaften um die Seen sind zwar dicht bewachsen, aber mit entsprechendem Aufwand von Zeit und Mühe lassen sich doch eingehende Beobachtungen anstellen. Die Eintragung der Beobachtungen in die Karte ermöglicht auch die Schwierigkeiten der Unübersichtlichkeit des Geländes zu überwinden.

Das Gebiet um den Großen Arbersee wurde deswegen als Arbeitsgebiet gewählt, weil hier im Gegensatz zu anderen Seengebieten für hiesige Verhältnisse ziemlich viele Aufschlüsse zur Beobachtung zur Verfügung stehen.

Das Arbeitsgebiet umfaßt das ganze Einzugsgebiet des Arberseebachs bis zur Mündung in den Großen Regen bei Seebachschleife.

I. Teil:

Nachweis der Eistätigkeit überhaupt.

Als Zeichen einer Vereisung sind aufzusuchen: Moränen, Rundhöcker, Erratica, Schiffe und Schrammen.

Aufschlüsse.

Die nähere Umgebung des Großen Arbersees ist nicht gerade überreich an Aufschlüssen, die vorhandenen aber gestatten genügenden Einblick in den Aufbau und in die Zusammensetzung der Schuttanhäufungen. Aufschlüsse in nächster Nähe des Arbersees sind zu finden am Pfisterdenkmal, an den Straßen Arbersee—Brennes, Arbersee—Ebenstadl, Arbersee—Regenhütte, an der Wegbiegung des Arberweges kurz oberhalb der Abzweigung des Seewandweges zu den Geigenbachfällen, in Wasser-rissen und an Bachufern.

Aufschluß am Pfisterdenkmal.

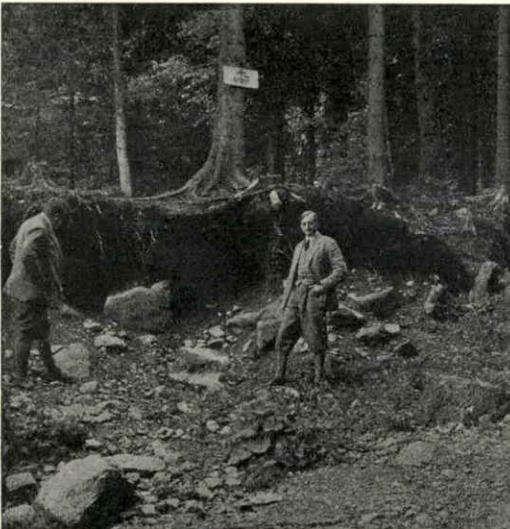
Einen guten Einblick in den Bau des Bodens gewährt der Aufschluß am Pfisterdenkmal, wo sich infolge Wegbaues frische Anbrüche zeigen.

Der Aufschluß macht den Eindruck eines Schutthaufens. Die Bestandteile der aufgeschlossenen Masse lassen sich in zwei Gruppen ordnen: Hartes, stets frisches Gesteinsmaterial in verschiedenen Größen und Formen; die Grundmasse, bestehend aus hartem, sandigem Lehm.

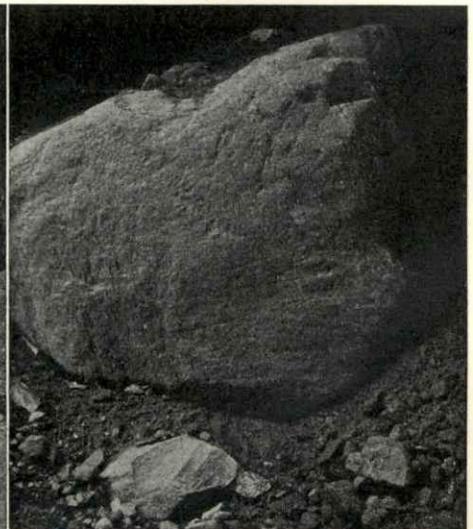
Das Gesteinsmaterial besteht vornehmlich aus injizierten Schiefen (Arbergneise). Vereinzelt sind grünliche, porphyrische Stücke aufzufinden, die im frischen Bruch meist Hornblendenadeln und Schwefelkies zeigen. Diese Gesteine sind als Kersantitporphyrite anzusprechen. Quarzstücke finden sich nicht selten vor.

Die Gesteinsstücke weisen durchwegs starke Rundungen auf. Die Gesteinsoberfläche ist auch bei Stücken größerer Struktur ziemlich glatt.

Die großen und kleinen Gesteinsstücke liegen wirt in der Grundmasse verteilt. Hinter dem Pfisterdenkmal ist ein größerer Block aus injiziertem Schiefer halb freigelegt. (Abbildung 1 und 2.) Die Schieferung steht senkrecht. Die Kanten des Blockes sind stark abgerundet, die Oberfläche ist ziemlich glatt. Quer über den unteren Teil des Gesteinsstückes ziehen deutliche, verhältnismäßig tiefe Kritzer und Schrammen in verschiedenen Richtungen. Die Hauptrichtung fällt aber schwach nach Osten ein. In dem Aufschluß Pfisterdenkmal wurden noch mehr Exemplare gekritzter und geschliffener Gesteinsstücke gefunden.



Aufschluß am Pfisterdenkmal.



Gekritzter Block.

Die Grundmasse besteht aus sandigem Lehm. In frischen Aufschlüssen ist er hart und bröckelig und erinnert stark an Mergel. Die Brocken zerfallen im Wasser nicht, sondern behalten auch nach Aufnahme von reichlich viel Wasser ihre Form und Härte bei. Nur abwechselndes Gefrieren und Auftauen verwandelt die harten Brocken in sandigen Lehm, der sich in erdfeuchtem Zustand auch ballen läßt. Außer der mergeligen Bröckelung zeigt der Lehm im Aufschluß keinerlei Struktur. Hervorzuheben ist die große Porosität.

Beziehungen zwischen Gesteinsstücken und Grundmasse.

Die Gesteinsstücke verschiedener Herkunft und verschiedenen Materials liegen in der harten Grundmasse wirr verteilt. Die Gesteinsstücke sind regelmäßig mit der Grundmasse fest verbunden, sodaß sie nur mit Gewaltanwendung daraus zu entfernen sind. Beim Herausnehmen bleiben Partien der Grundmasse an den Stücken hängen. Nach Entfernung der rauhen Lehmkruste zeigen die Stücke noch einen dünnen Überzug von feinem Lehm, der sich nur schwer vom Stück entfernen läßt, da er fest haftet. Nach Entfernung der Lehmhaut tritt die Gesteinsoberfläche in Erscheinung. Die Stücke sind aber nicht etwa angewittert, sondern fast stets vollkommen frisch. Die Oberflächen sind geglättet, die Kanten gerundet. Feinkörnige Stücke weisen auf besonders gut geglätteten Flächen Kritzer nach verschiedenen Richtungen auf. Es läßt sich aber stets eine Hauptschliffrichtung feststellen.

Aufschlüsse an den Straßen Arbersee—Brennes, Arbersee—Ebenstadl, Arbersee—Regenhütte.

Hier zeigt sich fast das gleiche Bild: Große und kleine Blöcke, fast stets gerundet und geglättet, Blöcke von großen Ausmaßen in und auf der lehmigen Grundmasse liegend. Gekritzte Stücke wurden gefunden in Aufschlüssen an der Straße nach Brennes und an der Straßenbiegung der Seestraße nach Ebenstadl, etwa 500 m unterhalb des Arbersees. An der Straße Arbersee—Regenhütte sind die Aufschlüsse schon ziemlich alt; gekritzte Stücke wurden hier nicht gefunden, wohl aber die lehmige Grundmasse mit gerundeten und geglätteten Gesteinsstücken.

Aufschluß an der Wegbiegung des Arberweges oberhalb der Einmündung des Seewandsteiges.

Gelegentlich der Wegausbesserung wurde hier ein über $\frac{1}{2}$ m tiefer Graben ausgehoben und eine etwa 1 m hohe Wand freigelegt. Hier zeigt sich folgendes: Die Grundmasse ist harter, sandiger Lehm mit schwacher schichtartiger Struktur. Die Gesteinsstücke sind gerundet, geglättet und mit der beschriebenen feinen Lehmhaut überzogen. Die flacheren Stücke liegen meist mit ihrer flachen Seite parallel zur Hangneigung. An feinkörnigen Stücken zeigen sich Kritzer. Auf diesen harten Ablagerungen liegen vereinzelt verschieden große Blöcke, meist gerundet. Das gleiche Bild zeigt sich etwa 10 m südwestlich in einem Aufschluß im Geigenbach. Ein riesiger, teilweise gerundeter Block liegt hier auf den beschriebenen harten Ablagerungen.

Aufschlüsse im Seebachtal unterhalb der Einmündung des Steinbachs in den Seebach abwärts bis Seebachschleife.

Durch Erosion hat sich im Seebachtal eine nicht unbedeutende Rinne gebildet. Das Gelände wurde dadurch auf eine größere Strecke aufgeschlossen. Die

schönsten Aufschlüsse sind auf der rechten Seebachseite zu finden. Die Aufschlüsse sind 2—5 m mächtig.

Der Boden besteht aus hartem, sandigem Lehm. Die Lagerung des Lehms ist mergelartig mit grobschichtiger Struktur. Die Richtung dieser Struktur läuft parallel zur Tal- und Hangneigung. In der festen Grundmasse stecken Gesteinsstücke von verschiedenem Ausmaß und verschiedener Herkunft, stets gerundet und mehr oder minder je nach Körnung geglättet. Die Verteilung ist wirr. Flache Stücke liegen meist parallel zur schichtigen Struktur der Grundmasse. Sämtliche Stücke, frisch dem Aufschluß entnommen, sind mit einer feinen, haftenden Lehmhaut überzogen. Manche feinkörnigen Stücke zeigen deutliche Kritzer. Auf den festen Ablagerungen liegen vereinzelt Blöcke. Wie ein Aufschluß im Kaisersteigbach zeigt, ziehen sich derartige Ablagerungen weit hangaufwärts.

Aufschlüsse in den Hochlagen.

In den flachen Hochlagen sind fast die gleichen Ablagerungen zu treffen; nur sind hier die Glättungen und Rundungen der Gesteinsstücke nicht so ausgeprägt. Ein gekritztes Stück wurde in einem Aufschluß in der Wildau gefunden.

Beurteilung der Aufschlüsse.

Die ausgedehnten Schuttmassen um den Arbersee und Seebach abwärts können sich hier nicht auf primärer Lagerstätte befinden.

Verwitterungsschutt auf primärer Lagerstätte hat ein ganz anderes Aussehen, wie Aufschlüsse im Zwiesler Becken zeigen (Theresienthal, Bahnbau Zwiesel—Bodenmais). Im Verwitterungsschutt auf primärer Lagerstätte liegen nicht Gneise, Granite, Aplite, Pegmatite, Porphyrite, Quarzstücke wirr durcheinander in einer gleichförmigen Grundmasse. Härtere Gesteinsstücke im Verwitterungsschutt sind nicht geglättet und gerundet und an ihrer Oberfläche vollkommen frisch. Verwitterungsschutt auf primärer Lagerstätte zeigt wenigstens in tieferen Lagen noch Spuren der ursprünglichen Gesteinsstruktur; noch nicht verwitterte Stücke liegen konkordant dazu. In den beschriebenen Ablagerungen liegen aber die gerundeten und geglätteten Stücke wirr in der gleichförmigen Grundmasse verteilt.

Die vorliegenden Schuttmassen müssen demnach unter Transport gestanden sein.

Durch Wasser kann der Transport nicht geschehen sein. Es fehlen alle Anzeichen dazu. Der sandige Lehm würde sonst nicht als strukturlose Grundmasse auftreten. Es ist keine Sortierung und Schlämmung der feineren Bestandteile aufzufinden.

Fließerden kommen nicht in Frage, dagegen sprechen die Überhöhungen der Schuttanhäufungen und das Fehlen aller Erosionserscheinungen, die etwa die Erhöhungen herausmodelliert hätten.

Bergstürze können diese Anhäufungen nicht verursacht haben. Dagegen sprechen schon die Lage und der Aufbau der Anhäufungen, zudem würden die Trümmer eines Bergsturzes in hiesiger Gegend keine gerundeten und geglätteten Gesteinsstücke ergeben.

Gegen Gehängeschuttbildungen sprechen die Formen der Schuttanhäufungen.

Die Funde von gekritzten und geschrammten Gesteinsstücken weisen zweifellos auf einen Transport durch Eis hin.

Für Eistransport sprechen noch die gerundeten und geglätteten Gesteinsstücke in Lehm gebettet, die Gleichförmigkeit des Lehms, der rauhe Lehm, der sich als mechanisches Verwitterungsprodukt erweist, die haftende Lehmhaut, welche die frischen, gerundeten und geglätteten Gesteinsstücke überzieht, die große Festigkeit der Ablagerungen.

Die Lehmhaut ist ebenfalls als mechanisches Verwitterungsprodukt anzusprechen. Der rauhe Lehm wirkte während des Transportes als Schleifmittel. Die durch die Reibung erzeugte feine Lehmmasse blieb an den Stücken festhaftend hängen. Die Stücke erhielten eine glatte, geschliffene Oberfläche. Auch Quarzstücke wurden durch diesen Vorgang zugerundet.

Die schichtige Beschaffenheit der Ablagerungen weist auf Druck als Entstehungsursache hin. Als Druckfaktor kommt nach den gekritzten Geschieben lediglich Eis in Frage. Die große Festigkeit der Ablagerungen ist auf die gleiche Ursache zurückzuführen. An eine nachträgliche Verfestigung, etwa durch zirkulierendes Wasser, ist nicht zu denken, da der Grad der Festigkeit durchwegs der gleiche ist. Durch abwechselndes Gefrieren und Auftauen verliert die Grundmasse ihre Festigkeit, sie wird zu weichem, sandigem Lehm.

Nachdem auch in den Ablagerungen im Seebachtal und in der Wildau gekritzte Stücke gefunden wurden, steht auch für diese die glaziale Entstehung fest, zudem stimmen alle übrigen Merkmale mit den Beobachtungen am Aufschlusse Pfisterdenkmal usw. überein. Es zeigen sich nur einige Abweichungen, aber nicht grundsätzlicher Art.

Für diese Ablagerungen ist charakteristisch die den Hängen und der Talneigung parallel laufende, schichtige Struktur. In den Hochlagen sind die Rundungs- und Glättungsgrade je nach der Neigung verschieden, an flacheren Stellen abnehmend, an steileren zunehmend. Die schichtige Beschaffenheit der Grundmasse ist als schwache Schieferung anzusehen, hervorgerufen durch Eisdruck. Die Eisbewegung bewirkte den Transport der Grundmasse talabwärts.

Richtung der Kritzer.

Die Hauptrichtung der Kritzer verläuft von Westen nach Osten einfallend. In gleicher Richtung verlief demnach die Eisströmung. Der Ursprungsort der Haupt-eismassen ist im Westen, im Gebiete der Arberseewand zu suchen.

Die Beobachtungen ergeben:

1. In unserem Gebiete finden sich gekritzte und geschrammte Stücke an verschiedenen Orten und in Ablagerungen von etwas verschiedenem Habitus. Die gekritzten Geschiebe sind ein sicherer Beweis ehemaliger glazialer Tätigkeit.

2. Die Anhäufungen von Schutt, bestehend aus gekritzten Geschieben, gerundeten und geglätteten Stücken verschiedenen Materials in richtungslosem, mergelartigem Lehm stellen zweifelsohne Moränenschutt dar. Die Anhäufungen können als Blocklehm bezeichnet werden.

3. Blocklehm ohne besondere Druckspuren und geringerer Festigkeit der Grundmasse weist auf Seiten- und Stirnmoränen hin.

4. Blocklehm mit schieferigen Druckspuren entspricht dem Grundmoränenschutt.

5. Die Ausdehnung des Blocklehms bestimmt die ursprüngliche Ausdehnung der Eisbedeckung. Die Mächtigkeit der Blocklehmanhäufungen läßt Schlüsse auf die Mächtigkeit der Eistätigkeit zu.

6. Die grundmoränenartigen Ablagerungen in den Hochlagen ermöglichen die Bestimmung des Firngebietes.

Die Blocklehmanhäufungen im Talgrunde von sehr harter, schieferiger Beschaffenheit mit gekritzten Stücken mit haftender Lehmhaut, mit stark gerundeten und geglätteten Gesteinstrümmern verschiedener Herkunft, sind als Grundmoränen anzusprechen.

Rundhöcker.

Rundhöcker wurden in dem bisher beschriebenen Gebiete nicht angetroffen. In keinem der beschriebenen Aufschlüsse wurde anstehendes Gestein beobachtet. Die Richtung der Kritzer weist auf den Herkunftsort des Schuttes, auf die Seewand hin. In der Seewand ist nun anstehender Fels in großer Ausdehnung aufgeschlossen. Die anstehenden Felsen bestehen mit Ausnahme kleiner Gänge und Linsen aus Quarz aus meist grobkörnigem Arbergneis. Die Aufschlüsse zeigen ein ziemlich regelmäßiges Kluftsystem. Die Klüftung fällt fast senkrecht, meist schwach nach Norden ein; senkrecht dazu nach den übrigen Ausdehnungen schließen sich weitere Kluftrichtungen an, so daß im Bau der Wände die bankartige Zerblockung der Seewand begründet ist. Die Schieferung des Gesteins ist wagrecht oder nach Nordwest einfallend.

Die meisten Felsaufschlüsse zeigen nun weitgehende Rundungen auch über die Klüfte hinweg und quer über die Schieferung.

Durch Verwitterung können diese Formen nicht entstanden sein, wie Beispiele von Verwitterung an den Seewandgipfelfelsen zeigen. Wohl werden bei normaler Verwitterung die Kanten der Felsen zugerundet, aber daß dadurch gleichförmige Rundungen auch quer über das Kluftsystem und Schieferungen hinweg entstehen ist damit nicht erklärbar.

An einigen Aufschlüssen setzen sich auch die Rundungen unter dem harten grundmoränenartigen Schutt fort. Vom Schutt befreite Partien zeigen gut ausgeprägte Glättung, während die freiliegenden Partien durch Verwitterung eine rauhe Oberfläche erhalten haben. Der grundmoränenartige Schutt weist auf Eistätigkeit hin. Der Schutt wirkte als Schleifmittel.

Im Anbruch zeigt das Gestein nur eine verhältnismäßig schwache Verwitterungsrinde, während Gestein gleicher Art wie am Arbergipfel tiefgehende Verwitterung anzeigt. An den Seewandfelsen fehlt auch die beginnende Kleinzerklüftung in der Richtung des Kluftsystems.

Harnische kommen für diese Art der Rundungen nicht in Frage, da die Rundungen in großen Wölbungen auch quer über Klüftung und Schieferung hinweggehen.

Nachdem um den Arbersee bereits Spuren der Eistätigkeit festgestellt sind und nach Lage des Geländes kein anderer Ort für die Herkunft der tätigen Eismassen in Betracht kommen kann wie die Seewand, die Rundungen weder normaler Verwitterung noch Harnischbildungen zuzuschreiben sind, so ist es zweifellos richtig, die Rundungen als Ergebnis der Eistätigkeit anzusprechen. Sie sind als Rundhöcker zu bezeichnen.

Ortsfremde Gesteine.

Die auffallendsten Gesteine aus dem Moränenschutt sind die grünlichen Kerantitporphyrite und gelblichgraue Porphyrite. Sie kommen verstreut überall im Moränenschutt vor. In großen Stücken und in Menge, vielfach ungerundet und sehr frisch, finden sich diese Gesteine in einer Klamm in der großen Seewand. Nachdem sie sonst nirgends mehr anzutreffen sind als in der Seewand und im Moränenschutt talabwärts, so liegt nichts näher als anzunehmen, daß die Stücke im Moränenschutt aus der Seewand stammen und durch Eistransport talabwärts gelangt sind. In Verbindung mit den übrigen aufgefundenen Glazialmerkmalen sind sie als ortsfremde Gesteine zu betrachten.

Blöcke, Erratica.

Auf den beschriebenen Blocklehmanhäufungen liegen verstreut ziemlich große Blöcke, manchmal mit vielen Kubikmetern Inhalt. Die Blöcke bestehen hauptsächlich aus den hier vorherrschenden Arbergneisen.

Die Blöcke zeigen mehr oder minder gerundete Kanten. Nachdem sie stets den Verwitterungseinflüssen ausgesetzt sind, ist ihre Oberfläche rau, entsprechend der Schieferungsrichtung rinnig. Quarzgänge treten als Leisten hervor, aber nur in geringer Überhöhung.

Bei einigen Blöcken ist der Untergrund aufgeschlossen (Seestraße—Ebenstadl). Dieser besteht aus dem beschriebenen Blocklehm mit gekritzten Geschieben, ist also als glazial anzusprechen.

Manche, teilweise sehr große Blöcke stecken im Blocklehm und weisen hier deutliche Rundungen auf.

Die Blöcke befinden sich hier nicht auf primärer Lagerstätte, nachdem auch der Untergrund transportiert ist. Da nachweislich der Untergrund durch Eis transportiert ist, ist auch für die darauf liegenden Blöcke Eistransport anzunehmen.

Durch Bergstürze können die Blöcke nicht auf den Blocklehm gekommen sein, da in 1—2 km Entfernung keine Aufschlüsse anstehenden Gesteins anzutreffen sind und zudem ist das Gelände um die Blockvorkommnisse wenig geneigt, so daß ein Transport durch einen Bergsturz nicht in Frage kommen kann.

Die Blöcke sind als Erratica zu betrachten, deren Transport in oder auf dem Eise erfolgte. Beim Abschmelzen des Eises blieben sie auf dem transportierten Blocklehm liegen.

Formen der Blocklehmanhäufungen.

Die Blocklehmanhäufungen mit groben Blöcken bedecken ein bestimmtes Gebiet, das im Norden begrenzt ist vom Steinbach bis zu seiner Mündung in den Seebach, im Süden von einem schwachen Graben, der sich von der Steinschachtenhäng fast bis zur Mündung des Steinbachs in den Seebach hinabzieht.

Die Formen der Blocklehmanhäufungen in die Karte eingetragen ergeben folgendes Bild: (Tafel 4.)

Stirnwälle quer über das Tal, nur von einigen Wasserrissen und vom Seebach durchbrochen. Besonders sind die Stirnwälle in der Höhe der beiden Straßenbiegungen deutlich ausgeprägt. Die Stirnwälle erreichen stellenweise nicht unbedeutende Höhen und erheben sich auffallend über das anliegende Gelände. Gegen Osten gehen sie in Steilabfälle mit Neigungen von 20—40° über.

Die Stirnwälle setzen sich an den flachen Seitenhängen als Seitenwälle fort und verlieren sich weiter aufwärts als flache Wellen im Gelände.

Zwischen den Stirnwällen liegen teils vermoorte, teils noch Wasser enthaltende flache Wann en.

Stellenweise fließen die Wälle zu einem breiten Wall zusammen: Zwischen den Seitenwällen liegen in der Regel langgestreckte flache Mulden.

Auf den Stirnwällen mehren sich die großen Blöcke, die als Erratica erkannt wurden. Mancherorts häufen sich in dem Raum zwischen den Stirnwällen unregelmäßig geformte Schuttmassen an.

Die Formen der Blocklehmanhäufungen bestätigen den Moränencharakter der Schuttmassen.

Demnach entsprechen die Stirnwälle Endmoränen, die Seitenwälle Seitenmoränen. Die Wann en sind Überreste der nicht ganz verschütteten Zungenbecken. Die unregelmäßigen Schutthaufen stellen drumlinartige Bildungen dar, die einzelnen aufliegenden Blöcke wurden als Erratica bestimmt.

Die Beobachtungen ergeben als vorhanden:

Gekritzte und geschrammte Geschiebe, geschliffene Blöcke.

Moränen, End- und Seitenmoränen. Grundmoränen.

Erratica.

Rundhöcker.

Ortsfremde Gesteine.

Damit ist der direkte Nachweis erbracht, daß im Gebiet um den Großen Arbersee Eistätigkeit wirksam war.

II. Teil:

Glaziale Landschaftsformen.

Nachdem sich in dem Gebiete die Merkmale glazialer Tätigkeit auffinden ließen, müssen sich in den Landschaftsformen als solche die Spuren der Eistätigkeit nachweisen lassen.

Es sind zu bestimmen das Firngebiet als Eisspender und die Abflußwege des Firneises.

Das Firngebiet.

Die harten, schieferigen Ablagerungen im Tale wurden als Grundmoränen bestimmt. Nun finden sich auch in den Hochlagen Ablagerungen von gleicher Beschaffenheit mit der Einschränkung, daß die Rundungen und Glättungen der Gesteinsstücke je nach Neigung der Hochlagen stärker oder schwächer ausgeprägt sind. Als Grundmoränen im engeren Sinne können diese Ablagerungen schon infolge ihrer Lage in höheren Abschnitten nicht angesprochen werden. Nachdem die Schieferung des Grundmoränenschuttes im Tale zweifellos vom Eisdruck stammt, diese Schieferungsspuren aber auch im Hochlagenboden nachweisbar sind, so darf angenommen werden, daß auch hier die Spuren durch Druck und zwar durch Eisdruck entstanden sind. Eisdruck in den Hochlagen weist auf Firneis und Firschn ee hin. Die Rundungen und Glättungen der Gesteinsstücke in der grundmoränenartigen Masse verdanken der Eisbewegung ihre Entstehung. Der Grad der Eisbewegung richtete sich nach der Eismenge und der Neigung des Geländes.

Die harten Ablagerungen ermöglichen die Bestimmung des Firngebietes überhaupt.

Die Aufschlüsse derartiger Ablagerungen sind verhältnismäßig zahlreich an Wegbauten und in Wasserrissen. Durch Karteneintrag der Fundstellen läßt sich ein Überblick über die Ausdehnung der Firnbodenspuren gewinnen (s. Karte Tafel 1).

Firnbodenspuren lassen sich in Höhenlagen von 600 m noch nachweisen. Die Hauptfirngrenze jedoch ist in Höhenlagen zwischen 800 und 900 m zu suchen.

Geländeformen im Firngebiet.

Von der Hauptfirngrenze an aufwärts zeigt das Gelände im allgemeinen flachere, weniger geneigte Formen.

Sämtliche höhere Erhebungen der Rücken sind von anstehendem Fels, fast durchwegs injizierter Schiefer, gekrönt.

Um die Felsgipfel liegen in der Regel große Gesteinsstücke verstreut umher. Zwischen den Kuppen in den Hochlagen ist der Boden meist sehr schwach geneigt. (Steinschachten, Wildau.) Der Boden ist an diesen Stellen fast vollkommen flach; es fehlen hier die sonst überall umherliegenden Blöcke. Wie Aufschlüsse aber zeigen, stecken solche Blöcke wohl in dem Boden, erheben sich aber nur schwach oder gar nicht über die Firnbodenmasse. Sobald sich aber der Hang mehr zeigt, treten aus der Firnbodenmasse Blöcke und Gesteinstrümmer hervor. Diese Blockzone erweckt den Eindruck der Zerstörung. Die steileren Hänge zeigen im Querprofil verschiedene terrassenförmige Hangstufen. Der Höhenlage nach lassen sich die Stufen in zwei Gruppen ordnen. Die erste liegt zwischen 600 und 1000 m, die zweite zwischen 1000 und 1300 m. An den Knickstellen der Stufen zum Steilhang entspringen mit Vorliebe aus grundmoränenartiger Masse die Quellen; besonders nach reichen Regenfällen tritt an diesen Stellen fast überall reichlich Wasser hervor.

Die Straße Regenhütte—Arbersee durchschneidet oberhalb und unterhalb der Einmündung des Kaisersteiges je eine Geländestufe. Die untere Geländestufe ist teilweise dicht bewachsen, so daß sie sich in ihrer ganzen Ausdehnung nicht übersehen läßt. Die obere kleinere Stufe ist aber sehr schön zu übersehen. Der mäßig geneigte Hang macht plötzlich in Form einer Steilböschung einen Knick von etwa 4—5 m Höhe und verläuft dann in gleicher Neigung weiter. Die Stufe verläuft nicht ganz parallel mit der Höhenkurve, sondern geht etwas schräg aufwärts in Richtung Nord-Süd vom Talgrund über den Hang und verliert sich in diesem. Die untere Stufe beginnt ebenfalls im Talgrund und zieht sich in gleicher Richtung teilweise entlang des Kaisersteiges bis zur Tiefen Säuge. Noch deutlicher ausgeprägt ist eine derartige Hangstufe am nördlichen Hang des Seebachtales zu beobachten. Die Stufe beginnt gegenüber der unteren großen Südstufe und zieht sich in der Richtung Südwest-Nordost über den Hang hinauf und verliert sich östlich der Höhe 911 im Gelände. Um die Höhe 911 liegen wieder einige horizontale Hangstufen. Verschiedene Aufschlüsse (Straßenwände) zeigen, daß sie aus den beschriebenen grundmoränenartigen Ablagerungen bestehen.

Weiter abwärts sind im Seebachtal noch einige Paare derartiger Stufen anzutreffen. (Tafel 1.)

Das Firngebiet weist folgende Landschaftsformen auf:

Die Gipfel sind von anstehendem Fels gebildet. Daran schließen sich die steinlosen ebenen Hochflächen an. Die Steilhänge zeigen Zerstörungsspuren. Die Hänge weisen horizontale Hangstufen auf, die sich nach der Höhenlage in zwei Gruppen zusammenfassen lassen. Im oberen Seebachtal liegen paarweise schräge Hangstufen. Hochlagenboden und Stufen bestehen aus grundmoränenartigen Ab-

lagerungen. Die Hauptfirngrenze liegt zwischen 800 und 900 m. Es zeigen sich aber auch in den Talniederungen Firnbodenspuren.

Das Seebachtal.

Für die vorstehende Betrachtung kommt das Seebachtal als Ganzes von der Linie Steinschachtenriegel 1191 m, Höhe 1038 m im Norden des Sees abwärts bis zur Seebachschleife in Betracht.

Die beiden Talhänge werden je von einem Bergzuge gebildet, der nördliche Zug ist bezeichnet durch die Höhen 1169 m, 1038 m, 943 m, 911 m, 743 m. Der südliche Hang umfaßt die Höhen Steinschachtenriegel 1191 m, 1088 m, 942 m, Spitzberg 922 m.

Im obersten Teil des Tales liegt der Arbersee mit dem schon teilweise beschriebenen Moränengebiet um und unterhalb des Sees. Die beschriebenen Moränenablagerungen endigen bei der Einmündung des Steinbaches. Sie heben sich als geschlossenes Gebiet deutlich ab von dem übrigen Gelände. Sie sollen noch eine besondere Darstellung in einem nachfolgenden Abschnitt erhalten.

Der Seebach hat in den Talgrund eine nicht unbedeutende Erosionsrinne geschnitten, dadurch wurde der Talgrund bis zur Seebachschleife gut aufgeschlossen.

Der Talboden ist, abgesehen von der Seebachrinne, im großen und ganzen wannenförmig flach ausgebildet. Der Boden besteht aus dem schon beschriebenen harten Grundmoränenschutt, der sich an Hand der Aufschlüsse bis Seebachschleife verfolgen läßt. Der Talboden ist teilweise mit halbausgewaschenem Schotter bedeckt, vermischt mit großen gerundeten und geglätteten Blöcken.

Im Längsschnitt zeigt der Talboden mehrere Stufen, die auch im Gefälle des Seebaches ihren Ausdruck finden. An den Stufen häuft sich das grobe Blockmaterial. Im oberen Teile des Tales gehen von solchen Stufen die schrägen Hangstufen aus. Anstehender Fels ist im Seebachtale nur im unteren Teil aufgeschlossen, teilweise im Bachbett, teilweise an den Hängen nur wenig über der Talsohle. Einige Felsen machen den Eindruck von Rundhöckern.

Quer über das Regental legen sich einige flache Rücken aus Blocklehm. Die Rücken gehen in einem stumpfen Winkel in schräge Hangstufen über. Nur bei den südlichen Stufen bilden die Rücken mit den Hangstufen eine schräg von Nordost nach Südwest verlaufende ungeknickte Linie. (Siehe Karte Tafel I.)

Beim Bau des Turbinenkanals der Glashütte Regenhütte durch die südlichste Hangstufe wurde typischer Blocklehm aufgeschlossen. Oberhalb der Villa in Regenhütte ist durch einen Granitbruch eine weitere Stufe aufgeschlossen. Das Liegende ist stark versandeter Granit. Auf diesem baut sich ausgeprägter Grundmoränenschutt auf. Das Tal als Ganzes macht im Querschnitt den Eindruck, daß in der großen Talweitung noch eine kleinere Talmulde liegt, die aber neben einem flachen Talgrund verhältnismäßig steile Muldenwände aufweist. Die Neigungen gehen bis zu 30 Grad. Die Talmulde hat teilweise im Querschnitt eine flache U-Form.

Durch die Neuerstellung des Straßengrabens der Straße Regenhütte-Arbersee wurde ein weitgehender Aufschluß im Längsschnitt des Hanges geschaffen. Überall treten hier die harten betonartigen Grundmoränenablagerungen zutage. Durch den Kaisersteigbach sind diese Ablagerungen im oberen Teil des Seebachtals auch im Querschnitt auf eine größere Strecke in wundervoller Weise aufgeschlossen und gewähren ein eingehendes Studium.

Bei der Glasfabrik Regenhütte schließen an die Rücken Schotterfelder an. Die Schotter bestehen aus unsortiertem Sand, mittlerem und grobem Gerölle. Sie bilden langgestreckte Rücken und kleine Hügel. An einigen Aufschlüssen ist zu beobachten, wie die Schotter in Blocklehm übergehen.

Die Beobachtungen ergeben:

Talboden und Hänge werden durchwegs von Grundmoränenschutt bedeckt. Nur im unteren Teil des Tales ist spärlich anstehender Fels aufgeschlossen, der teilweise rundhöckerige Formen zeigt. Im Querschnitt ist die Talmulde flach U-förmig gestaltet. Im Längsschnitt zeigt der Talboden Stufen, die aus Grundmoränenschutt bestehen. Am Talausgang liegen breite Rücken quer über das Regental, die in einem Knick in schräge Hangstufen übergehen. Vor den Blocklehmrücken dehnen sich Schotterfelder aus.

Das Moränengebiet um und unterhalb des Arbersees.

Deutlich hebt sich von dem übrigen Gelände das Moränengebiet um den Arbersee ab. Während die anschließenden Hänge sich zwanglos an die allgemeine Talform anfügen und klare übersichtliche Formen zeigen, nehmen sich die Moränenschuttablagerungen als etwas Fremdes, gänzlich Formverschiedenes aus.

Durch die Seebachrinne werden die Ablagerungen in zwei Abschnitte gegliedert. Der nördliche Teil hat bedeutend größere Ausdehnung. Die Blocklehm-massen wurden bereits beschrieben. In die Karte eingetragen, ergeben sie folgendes Bild (s. Karte Tafel 4). Es lassen sich mehrere Wallsysteme erkennen, die sich talaufwärts gegen den See zu mehr und mehr verjüngen. Gleichzeitig nimmt auch die Breite der Seebachrinne ab. Die Stirnmoränen bauen sich rückschreitend zum See stufenförmig aufeinander auf. Zwischen den Endmoränenstufen liegen die flachen Wannen, die teilweise noch Wasser halten wie der Stille See, bei dem weder Zu- noch Abflüsse zu bemerken sind. Die Seitenmoränen vereinigen sich teilweise zu einem breiten Rücken. Den Endmoränen entsprechen jeweils Seitenmoränen. Im nördlichen Moränengebiet ziehen sich die Seitenmoränen ziemlich weit hangaufwärts, während sie im Südtail sich bald im steileren Hang der Steinschachtenhänge verlieren.

Die Seeabschlußmoräne zeigt sich als breiter Rücken; für den Seebach ist nur eine schmale Rinne frei.

Eine Eigentümlichkeit der Stirnmoränen sind die Anhäufungen von grobem Blockmaterial.

Entsprechend den Stirnmoränenstufen zeigen sich auch im Seebach kleine Gefällsstufen. Anstehendes Gestein zeigt sich in der Seebachrinne an keiner Stelle. Im unteren Teile der Moränenlandschaft hat sich der Seebach etwas tiefer eingearbeitet. Nach den Uferaufschlüssen besteht der Boden aus Schutt, gebildet von gerundeten und geglätteten Gesteinsstücken verschiedener Größe und Herkunft. Lehmige Grundmasse wurde an diesen Stellen nicht beobachtet.

Der Übergang der Moränenablagerungen nach Osten in die große Talweitung vollzieht sich in Form einer schuttkegelartigen Anhäufung von Blöcken und Blocklehm. Das kegelartige Gebiet weist zwei deutliche Stufen auf, die sich auch im Gefälle des Seebaches ausdrücken. Nördlich des Kegels liegt eine kesselförmige Mulde, in die ein Wasserriß mündet, der das nördliche Moränengebiet parallel zum Seebach durchzieht. Auf der Südseite liegt ein ähnlich gebauter Kessel, der aufwärts in einen Wasserriß übergeht, welcher sich dann als flache

Rinne der südlichen Seitenmoräne entlangzieht. Der Schuttkegel endet bei der Einmündung des Steinbaches in den Seebach. Die flache Steinbachrinne begrenzt das Moränengebiet im Norden.

Auf dem Schuttkegel bauen sich rückschreitend teilweise schön ausgebildete und gut erhaltene Stirn- und Seitenmoränen auf. Die Böschungen haben an einigen Stellen Neigungswinkel zwischen 30 und 40 Grad.

Der Arbersee (Tafel 5).

Der Arbersee liegt im obersten Teil des Seebachtales, dessen westlichen Abschluß die Seewand bildet.

Der See gliedert sich in zwei Becken. Die Achse des hinteren Beckens verläuft fast senkrecht zur Achse des vorderen Beckens. Wie Messungen zeigten, liegt die größte Tiefe im vorderen Becken. Am Ausfluß erhebt sich quer über das Tal ein breiter Stirnwall. Die Seitufer erheben sich ziemlich steil. Auf der Nordseite geht das Ufer in der Höhe des Arberweges in das flachere Moränengebiet über, während das Südufer nach einem kleinen Steilhang gleichmäßig ansteigt zum Steinschachtenriegel. Zwischen Halbinsel und Seewand weitet sich das Becken gewaltig und wird vom hinteren Seebecken und Moor- und Schwungrasenflächen ausgefüllt.

Lotungen im See ergaben folgendes Bild (s. Abbildung). Die größte Tiefe des vorderen Beckens beträgt 15 m, des hinteren Beckens ca. 9 m. Im südlichen Teil des hinteren Beckens liegt noch eine flache Mulde mit 6 m größter Tiefe. Zwischen dem vorderen und hinteren Seebecken zieht sich 2 m bis 2,5 m unter dem Wasserspiegel quer durch den See eine nach Osten steil, nach Westen flach einfallende Barre.

Die Profile stellen lediglich den heutigen Untergrund dar. Schlammessungen ergaben auf der Barre bei einem Wasserstand von 1,8 m in einer Entfernung von 14 m von der Halbinsel 5,15 m Schlamm. Weitere Messungen im südöstlichen flachen Teil des hinteren Beckens ergaben Schlamm-tiefen bei einem Wasserstande von 1,6 bis 1,8 m von 2,65 m, 3,95 m, 4,05 m, 2,80 m. Bei größeren Wassertiefen konnten leider keine Messungen vorgenommen werden, da kein genügend langes Instrument zur Verfügung stand. Der Boden der Meßstellen war an allen Orten mit Seerosen und anderen Wasserpflanzen bewachsen. An tieferen Stellen dürfte die Schlammschicht weniger mächtig sein, da das organische Leben naturgemäß mit zunehmender Tiefe infolge Abnahme der Temperatur des Wassers sich nicht so günstig entwickeln kann.

Soweit Aufschlüsse am Seeufer Einblick gewähren, besteht der Uferstrand aus Grundmoränenschutt. Am Südufer des vorderen Beckens, nahe der Halbinsel, ist dieser gut zu beobachten.

Die Halbinsel besteht aus anstehendem Fels (injizierter Schiefer), wie die gleichmäßige Lagerung der Schieferung und Klüftung zeigt, die mit den Erscheinungen in der Seewand übereinstimmt. In der Fortsetzung der Halbinsel, quer zur Hauptachse des Sees, ist der anstehende Fels auch noch 5 bis 6 m weit in den See hinein einwandfrei nachzuweisen. In gleicher Richtung, 14 m von der Halbinsel entfernt, wurde bei einer Wassertiefe von 1,8 m nach Durchstoßung einer Schlammschicht von 5,15 m noch Fels festgestellt, vermutlich anstehend. Westlich der Halbinsel ragt aus dem See ein fast isolierter Felsblock heraus, der aber

transportiert sein dürfte. Die Felsen am Rande des Filzes sind nach Lage der Struktur und Schieferung anstehend.

Die Arberseewand (Tafel 2 und 3).

Die Seewand, in der Hauptrichtung von Südost nach Nordwest verlaufend, stellt nicht etwa eine einfache Wand dar, wie es vom Seehaus aus den Eindruck macht. Es lassen sich zwei Glieder erkennen, deren Grenzen auf der Karte mit der Linie a/b bezeichnet sind. Maßgebend für diese Einteilung war die Richtung der kleinen Wasserläufe und damit die Abdachung der Seewandpartien.

Das Hauptkennzeichen der Seewand sind die steil abfallenden Felswände aus anstehendem Gestein. Das Gestein ist fast durchwegs injizierter Schiefer mit horizontaler und teilweise schwach nach Norden einfallender Schieferung. Das anstehende Gestein zeigt ein ausgesprochenes Kluftsystem fast senkrecht und schwach nach Norden einfallend, winkelrecht dazu Klüfte nach den anderen Ausdehnungen. Die Klüftung ist sehr grob. Ganggesteine treten nur vereinzelt auf: Pegmatite, Aplite, Quarzlinsen. In der großen Seewand finden sich in Menge Porphyrite, die grünlichen mit zahlreichen Hornblendenadeln. Grundmoränenartiger Schutt zeigt sich nur an wenig Stellen. Bindemittellose Blockmassen liegen in Menge an den wenig geneigten Stellen am Fuße der Wände. Mitunter erreichen Blöcke Dimensionen von vielen Kubikmetern.

In großen Zügen baut sich das anstehende Gestein stufen- und bankförmig aufeinander auf, besonders schön im Geigenbachtal. In der großen Seewand bildet das anstehende Gestein teilweise senkrechte Felswände. In der hohen Seewand sind die Stufenabstände nur an den großen horizontalen Klüften zu erkennen. Die Wand steigt in einem Winkel von 45 Grad auf. In diesem Winkel überschneidet die gebuckelte Fläche die horizontal liegende Klüftung und Schieferung.

Das anstehende Gestein zeigt fast durchwegs großzügige Rundungen, die bereits als Rundhöcker erkannt wurden.

Der südwestliche Teil der Seewand.

Das Haupteinzugsgebiet des Bärnbaches wird von einem gut ausgebildeten Zirkus gebildet, dessen obere Kante an den beschriebenen Firnboden zwischen Steinschachtenriegel 1191 und Seewand anschließt. Die Hänge aus anstehendem Fels haben eine durchschnittliche Neigung von 30 bis 40 Grad. Am unteren Ausgang liegen große, meist gerundete Blöcke. In schwacher Neigung fällt die Mulde mit dem Bärnbach ab, bildet kurz vor dem Kaisersteig eine kleine flache Wanne. Unterhalb des Weges fließt das Bächlein über eine große Stufe und nimmt nun in einem großen, flachen, vermoorten Becken einen ebenso flachen Lauf. Gegen die Seeseite zu ist die Wanne von einem schön ausgebildeten Wall aus Blocklehm eingefast, der nur auf einige Meter vom Bärnbach durchbrochen ist. Von hier aus stürzt das Bächlein, Stufen bildend, zum See ab und mündet in den Filz.

Die hohe Seewand zeigt zwei Glieder, die gleichartig gebaut sind. Unterhalb der gemeinsamen Wand in den Blockanhäufungen tritt die Zweigliederung ein. Hohe Seewand 1 fällt in zwei Stufen zum Seeloch ab. Hohe Seewand 2 geht in zwei Stufen direkt in das Seebecken über. Zwischen den einzelnen Gliedern liegen flache Rücken aus anstehendem Fels mit Rundhöckern. Gegen den See-

wandgipfel zu verflacht sich der Boden etwas und zeigt grundmoränenartige Ablagerungen. Die Stufen der einzelnen Glieder liegen so ziemlich in gleicher Höhe.

Der nordwestliche Teil der Seewand.

Der nordwestliche Teil zeigt etwas anderen Bau wie der südöstliche. Die große Seewand ist charakterisiert durch die bis zu 90 Grad steilen Felswände, die sich fast stufenförmig aufeinander aufbauen. Im oberen Teil geht die große Seewand in ein stufenförmiges, weniger geneigtes Gelände über, an das sich nach einem Steilhang der Sattel zwischen Seewand und Arber anschließt.

Das Geigenbacheinzugsgebiet ist zirkusförmig und fällt in vielen Stufen, gebildet von bankförmig abgesondertem Gneis, gegen das Seebecken ab. Die letzte Stufe liegt bei den Geigenbachfällen. Große Seewand und Geigenbach werden durch einen Rücken mit Rundhöckern voneinander getrennt. Kurz vor den Geigenbachfällen ist Grundmoränenschutt aufgeschlossen, in dem ein gekritztes Stück gefunden wurde.

Sämtliche beschriebenen Glieder der Seewand haben einen Wasserlauf. Die Wasserführung ist aber sehr wechselnd. Die hohe Seewand führt die geringste Wassermenge. Die Dauerquellen sind an das Vorhandensein der grundmoränenartigen Ablagerungen gebunden, sodaß wir in diesen den Wasserträger zu suchen haben. Daraus erklärt sich die Erscheinung, daß die besten Quellgebiete in den Hochlagen zu finden sind, wo der Firnbodenschutt ziemlich ungestört erhalten ist.

Der Seelochzirkus hat nördliche Exposition, hohe Seewand und große Seewand ostnordöstliche und der Geigenbachzirkus Südost-Exposition.

An den Felsaufschlüssen setzt die Verwitterung sehr stark ein und erzeugt eine raue Gesteinsoberfläche. Die Quarze heben sich als Warzen und Leisten ab. Die Verwitterung zerstörte die ehemals glatten Gesteinsoberflächen.

An den Stufen aus bankigem Gneis sind stellenweise die oberen Partien über die unteren etwas vorgeschoben, eine Wirkung des Spaltenfrostes in größerem Ausmaße.

III. Teil:

Die Entstehung der Landschaftsformen.

Die Formen der beschriebenen Landschaft tragen durchwegs die Spuren der Merkmale einer Vereisung.

Das Firngebiet.

Nachdem die Hauptfirngrenze zwischen 800 und 900 m liegend festgestellt wurde, ergibt sich für die Firnbildung eine ausgedehnte Fläche. Die flachen Hochlagen ermöglichten zudem noch eine reichliche Anhäufung von Firnschnee, wie ja heute noch die Hochlagen am längsten Träger einer tiefen Schneedecke sind. An den geneigteren Hängen konnten die Firnschneemassen nicht in Ruhe verbleiben und bewegten sich infolge ihrer Schwere abwärts. An der Firngrenze verwandelten sich die Schneemassen in Firneis. Firnschnee und Firneis übten auf die Unterlage von Verwitterungsschutt je nach Mächtigkeit einen entsprechenden Druck aus. Die obersten Lagen des Verwitterungsschuttes gingen mit der Eismasse ebenfalls abwärts. Dabei rieben sich die in der Verwitterungsdecke liegenden Gesteinsstücke aneinander und am Verwitterungslehm. Die Gesteinsstücke wurden

abgerieben, gerundet und geglättet entsprechend der Dauer und den Druckverhältnissen während der Bewegung. Die Zerreibungsprodukte wirkten als Schleifmittel. An den Gesteinsoberflächen zerrieb sich der sandige Lehm noch mehr und dadurch bildete sich der feine Lehm, der die Gesteinsstücke als dünne Lehmhaut überzieht. In günstigen Fällen, bei Vorhandensein feinkörniger Gesteinsstücke und harter Gesteinsteile als Schleifmittel, blieben auf den geschliffenen Gesteinsoberflächen feine Kritzer zurück. Aus den Zerreibungsprodukten und dem schon ursprünglich vorhandenen Verwitterungslehm bildete sich die sandige Grundmasse. Durch den Druck entstand im Lehm die zur Unterlage parallel laufende Schieferung.

In der schon ursprünglich vorhandenen Seebachtalmulde sammelten sich die Firnmassen an und strömten am tiefsten Punkt der Mulde talabwärts, vor sich und am Grund Material mitführend. Zwischen Regenhütte und Seebachschleife lag eine Abschmelzzone. Die abfließenden Schmelzwasser wuschen den Lehm aus und die gerundeten Gesteinstrümmer blieben teilweise liegen und bilden heute die Schotterfelder.

Die Knicke in den nördlichen Stufen im Regental weisen auf Eismassen hin, die vom oberen Regental hervordrängten und gleichzeitig hier mit dem Seebachtaleis abschmolzen. Bei Regenhütte war es noch ein gemeinsamer Strom, die Stufen zeigen eine ungebrochene Linie. Erst mit dem Rückzug des Eises in das Seebachtal trat die Gliederung in zwei Eisströme sichtbar in Erscheinung. Die Stufen zeigen die Knickung da, wo die beiden Ströme zusammenstießen.

Die Kanten der Stufen weisen mit Vorliebe gröberes Blockmaterial auf.

Die Stufen sind Rückgangsspuren der Firneismassen. Die Firngrenze zog sich nach aufwärts zurück; die intensive Verfirnung erfaßte auch die höhergelegenen Firnschneemassen. Die an den Hängen abwärtsdrängenden Firneismassen erzeugten an der Abschmelzzone die horizontalen Hangstufen, die sich besonders schön um freistehende Rücken ausgebildet haben. Im Einzugsgebiet der Tiefen Stege bildeten sich drei übereinanderliegende Zirken, die den Eindruck eines kleinen Stufenkars erwecken. In dem Talwinkel im oberen Seebachtale nahmen die horizontalen Hangstufen die Form der beschriebenen schrägen Hangstufen an. Infolge der geschützteren Lage im Talgrunde und der hier zweifellos vorhandenen großen Eismassen verzögerte sich hier die Abschmelzung, wodurch sich die schräge Richtung dieser Stufen ergab.

Die Firngrenze zog sich in höhere Lagen zurück. Das Seebachtal wurde weit hinauf eisfrei. Der Talgrund war geweitet und mit Grundmoränenschutt bedeckt. Nachdem die End- und Seitenmoränen unterhalb des Arbersees auf den mit Grundmoränenschutt bedeckten Hängen aufsetzen, muß angenommen werden, daß sie erst nach dem Rückzug der Firngrenze gebildet wurden. Demnach war auch die Arberseemulde in wenig ausgetieftem Zustande nach Osten frei und offen. Sie bildete lediglich die oberste Fortsetzung des Seebachtales.

Der Verlauf der Moränen weist darauf hin, daß ein Eisvorstoß stattgefunden hat. Ob das nun Resteismassen, gebildet beim Stillstand der Abschmelzzone in etwa 1000 m waren, oder ob es sich um eine völlige Neubildung handelt, läßt sich nicht ohne weiteres feststellen. Nach dem Verlaufe der oberen Hänge um den Arbersee abwärts, die zwanglos einer Fortsetzung der Seebachmulde nach aufwärts entsprechen, ist zu schließen, daß die vorstoßenden Eismassen die Talmulde verschütteten, indem sie den Schuttkegel und die anschließenden Moränen-

stufen bildeten. Die abgelagerten Schuttmengen waren für das Eis, das zudem an Mächtigkeit abnahm, ein nicht zu überwindendes Hindernis. Gegen das Seebecken zu verjüngten sich die Moränenablagerungen. Die ursprünglich flachere Seemulde wurde durch das Eis immer tiefer ausgeräumt. Infolge fortschreitender Erwärmung verkleinerte sich das eisspendende Firngebiet. Im großen Seeloch mit Nord-Exposition konnte sich das Eis noch länger behaupten und gestaltete hier die große Wanne mit Stirnmoräne in 1015 m Höhe, während es in den übrigen Seewandhängen infolge der Ost- und Südost-Exposition bereits ziemlich zurückgeschmolzen war.

Beim Rückgang des Eises legten sich mit dem Abnehmen des Eises die Moränenwälle immer enger um den See. Zuletzt füllte das Eis nur mehr die Seemulde bis zu den Knickkanten der Steilhänge. Auf der Ostseite des Sees baute sich der letzte kleine rückenartige Stirnwall auf, auf dessen nördlichem Teil das Arberseehaus steht. Der Aufschluß Pfisterdenkmal liegt im Übergang von der Grund- zur Seitenmoräne.

Ein Vergleich der Bodenformen unterhalb des Schuttkegels bis Regenhütte mit der Moränenlandschaft um den See ergibt:

Trotz der Ausdehnung des Firngebietes finden sich im Seebachtalausgang verhältnismäßig kleine Schuttanhäufungen. Das Blockmaterial ist wenig und von unbedeutender Größe. Größere Erratica sind nicht anzutreffen, wohl aber Spuren von Rundhöckern. In ausgedehntem Maße finden sich aber Grundmoränen. Das Fehlen größerer Endmoränenstufen usw., deutet darauf hin, daß die hier abgeschmolzenen Eismassen von geringer Wirkungskraft waren. Nachdem die Firngrenze ziemlich weit unten lag, fand in den höheren Lagen keine Firneisbildung von Bedeutung statt. Es fehlte darum der große Druck nach unten. Die Verfirmung des Schnees an der Firngrenze ergab je nach dem Gelände Lappen und breite Bänder, die nach kurzer Bewegung abschmolzen. Dieser Vorgang setzte sich mit dem Hinaufrücken der Firngrenze nach aufwärts fort. Im Tale bildeten sich die Grundstufen, an den Hängen die horizontalen und schrägen Stufen.

Die Eismassen im Seebachtale stellen sich demnach nicht als echter Gletscher dar, sondern lediglich als Firnlappen und -Bänder, die infolge der Neigung des Geländes in Bewegung gerieten.

Die Moränenablagerungen um und unterhalb des Sees ergeben ein ganz anderes Bild. Die Stirn- und Seitenmoränen und Erratica zeigen deutlich, daß hier fließendes Eis von großer Wirksamkeit tätig war. Der obere Verlauf der Seitenmoränen deutet auf die dortmalige Firngrenze hin, die in etwa 1000 m Höhe lag. Trotz des verhältnismäßig kleinen Firngebietes erreichte das Eis große Wirkungen. Das Eis muß demnach sehr mächtig gewesen sein. Bei einer neu erst eintretenden Verfirmung in einer Höhenlage von 1000 m aufwärts wäre die Bildung derartig wirksamer Eismassen nicht leicht denkbar. Darum ist eher anzunehmen, daß die Zurückschmelzung der Firnschneemassen in 1000 m Höhe längere Zeit aussetzte. In dem großen Zirkus lagen bereits mächtige Schneemassen, die nun beim Stillstand der Zurückschmelzung der Verfirmung anheimfielen und die mächtigen Eismassen lieferten, die dann die obere Seebachrinne in der beschriebenen Weise mit Glazialschutt verstopften und das Seebecken abdämmten. Die am Arbersee tätigen Eismassen sind als echter Gletscher anzusprechen.

Arberseekarbildung.

Die Schuttmengen unterhalb des Arbersees stammen aus dem Seebecken und aus der Seewand.

Solange die Firngrenze zwischen 800 und 900 m lag, dürfte im Seewandgebiet nur wenig Abtragung geschehen sein, mindestens nicht mehr als in den übrigen verfirnten Gebieten, die aber alle noch heute Grundmoränenschutt tragen; an stark geneigten Stellen treten dort nur vereinzelt anstehende Felsen zutage. Ein ähnlicher Zustand darf während der ausgedehnten Verfirnung für die Seewand angenommen werden, solange eben die Schneemassen noch nicht total vereist waren. Der Grundmoränen- und Firnbodenschutt stellt die unter Bewegung gestandene Verwitterungsrinde dar. Eine Bedeckung mit Verwitterungsschutt ist auch für die Seewand in der Zeit vor jeder Vereisung anzunehmen. Nach dem Bau des Seebachtales stellt dieses ein altes Tal dar, dessen heutige Kleinformen erst durch die Vereisung gebildet wurden. In der Höhe der Halbinsel ist der Anfang des ursprünglichen Talschlusses zu suchen. Die Seewand stieg mit bedeutend geringer Neigung an. Von der Knickstelle an traten aus dem Schutt die Quellen aus und bildeten im Seewandhang Erosionsrinnen, die sich am Grunde vereinigten und einen gemeinsamen Bach bildeten, den Seebach.

Das Firneis benutzte die Rinnen als Strömungsbette. An der Knickstelle vereinigten sich die Eisströme zu einem gemeinsamen Strom und bewegten sich in der schon vorhandenen Mulde talabwärts. Der Grundschutt wurde abgeräumt und abwärts getragen und an der Abschmelzungszone als Moränenschutt abgelagert, dabei die schon vorhandene Talmulde verstopfend.

Das Kluftsystem ermöglichte es dem Eise in der Seewand große Blöcke loszubrechen. Dadurch bildeten sich die Stufen der Seewand.

In der hohen Seewand waren die Eismassen noch nicht so mächtig, das Blockgefüge an allen Stellen zu lockern. Die Felsen wurden hier durch den mitgeführten Grundschutt abgehobelt bis zu einem Winkel von 45 Grad.

Über der großen Seewand lag ein größeres Einzugsgebiet. Das Eis griff das Gestein von oben her an und schob große Blöcke talabwärts. Daher hat die große Seewand bis zu 90 Grad steile Felswände.

Die zwei Hauptwasserrinnen, Geigenbachmulde und Bärnbachmulde erfuhren eine bedeutende Erweiterung und Vertiefung. Im Geigenbachtal ist die Stufenbildung gut ausgeprägt. In Bärnbachtal hielt sich das Eis infolge Nordexposition länger und schuf hier in 1015 m Höhe ein Becken mit Stirnmoräne.

Die Vereinigungsstelle der Eisströme lag im hinteren Becken des Arbersees. An der Knickstelle hatte das Eis die größte Wirkungskraft und es konnte die Felsen der Unterlage angreifen. Nach den Beobachtungen ist das hintere Becken fast gänzlich aus dem anstehendem Gestein herausgearbeitet. Die Querbarre stellt sich nach den Aufschlüssen als Felsenstufe dar, wie sie in der Seewand reichlich beobachtet werden können. Der größte Teil des vorderen Beckens dürfte aber in Schutt liegen.

Das hintere Seebecken stellt den eigentlichen Karboden dar, der vordere Teil des Sees ist ein nicht ganz verschüttetes Stück des vom Eise ausgeräumten Talbodens. Die Seewand gliedert sich in fünf Einzelkare.

Endergebnis.

Als Merkmale glazialer Tätigkeit wurden festgestellt:

Geschliffene, gekritzte und geschrammte Geschiebe, Erratica, Rundhöcker, Moränen und zwar Stirn-, Seiten- und Grundmoränen, Firnbodenspuren, horizontale und schräge Hangstufen, kleine zirkenartige Quellnischen mit horizontalen Stufen, Talbodenstufen.

Die Hauptfirngrenze lag zwischen 800 und 900 m, die Seefirngrenze zwischen 1000 und 1100 m.

Während der großen Verfirnung entstand im Seebachtal ein wenig wirksamer Firngletscher.

Die zweite Firnzone liefert das Eis zur Bildung des Arberseegletschers, der als echter Eisstrom anzusprechen ist.

Der Arbersee ist glazialen Ursprungs. Das hintere Becken bildete den eigentlichen Karboden in anstehendem Fels, während der vordere Teil ein durch Endmoränen abgedämmtes Stück des vom Eise ausgeräumten alten Talbodens darstellt.

Die Arberseewand in ihrer heutigen Gestalt ist ein Ergebnis der Eis-tätigkeit. Sie bildete ursprünglich den normalen Talschluß. Durch Eis wurde der Verwitterungsschutt abgetragen, der anstehende Fels freigelegt und angegriffen.

Die Auffindung glazialer Spuren in Lagen bis zu 600 m herab berechtigt zu dem Schlusse, daß die Vereisung des Gebietes nicht nur auf die größeren Höhen beschränkt war, sondern als eine Erscheinung von größerer Ausdehnung zu betrachten ist.

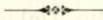
Schlußbemerkung.

Weitere Beobachtungen im Bayerischen Wald ergaben, daß sich glaziale Spuren, teilweise in Form gut ausgebildeter Moränen, bis zu fast 500 m Höhenlage herab vorfinden.

Im vereisten und nicht vereisten Gebiet konnten ziemlich ausgedehnte Löß-bildungen nachgewiesen werden. Herr Dr. F. MÜNICHSDORFER, München, hatte die Güte, den Lößcharakter der lehmigen Ablagerungen zweifelsfrei festzustellen.

Über die räumliche und zeitliche Ausdehnung der Vereisung im Baye-rischen Wald wird später berichtet werden.

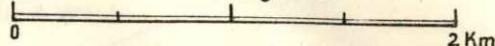
Es soll nicht versäumt werden auch an dieser Stelle dem Topographischen Büro in München für die Überlassung der Höhenaufnahme um den Arbersee aus dem Jahre 1926 den besten Dank auszudrücken.



Arbergipfel
1458,5

Übersichts-Karte

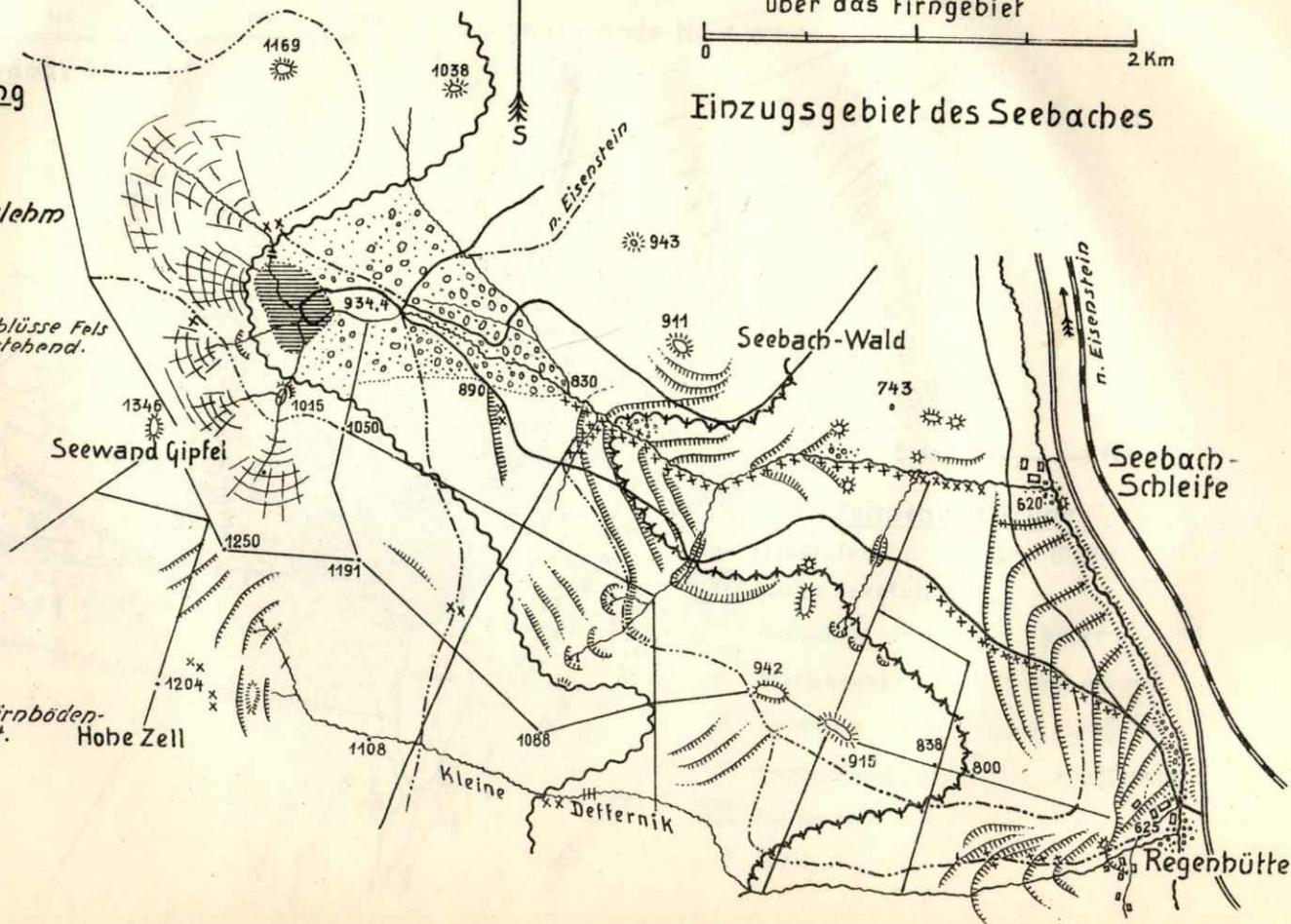
über das Firngebiet

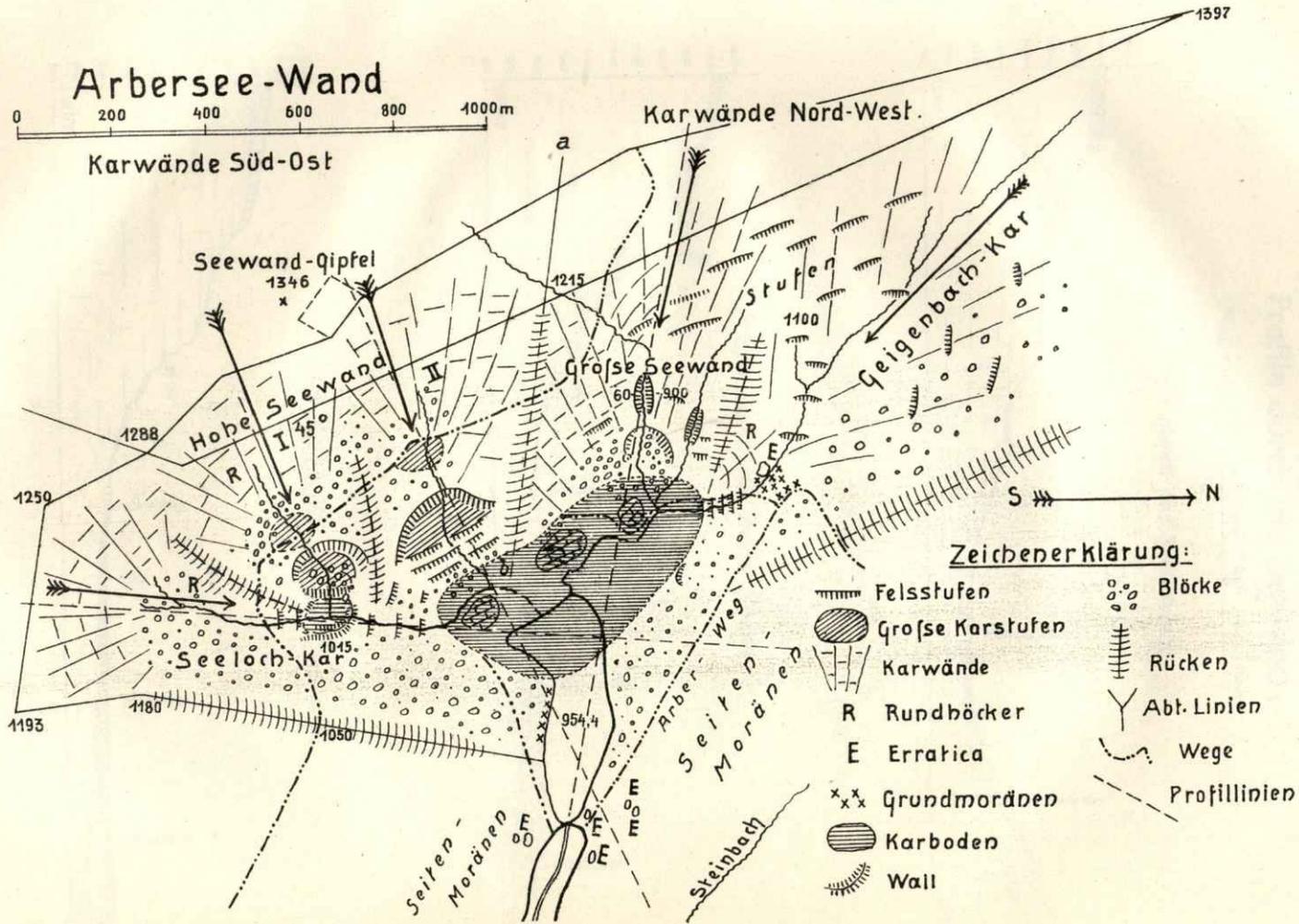


Zeichen Erklärung

- Talstufen
- Rücken aus Blocklehm
- Hangstufen
- Felsgipfel *Auflüsse Fels anstehend.*
- Quellzirken
- Hauptfirngrenze
- 1000 m-Firngrenze
- Schotter
- Karbodengrenze
- Moränengebiet
- *x Grundmoränen u. Firnböden-schutt.
- Karwände

Einzugsgebiet des Seebaches

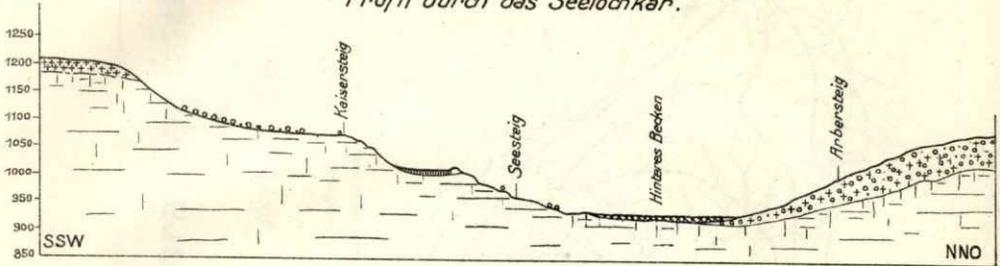




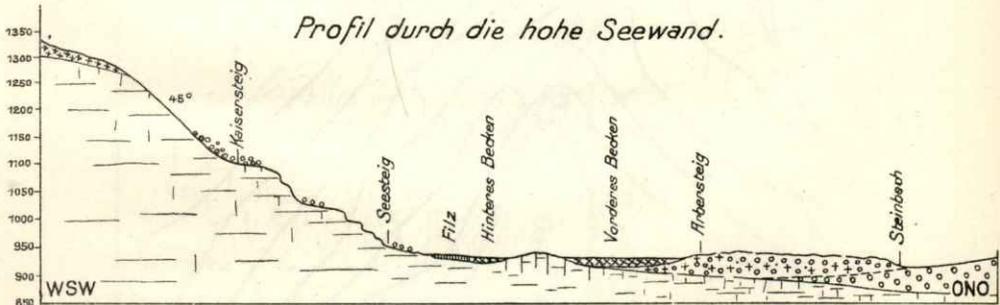
Profile durch die Seewand.

Maßstab = 0 100 200 300 400 500 m

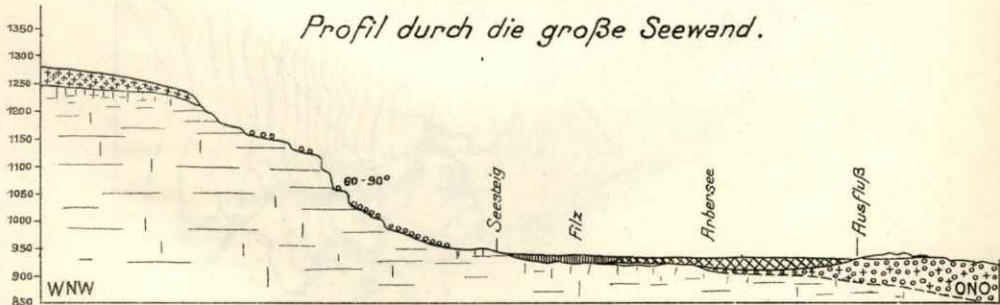
Profil durch das Seelochkar.

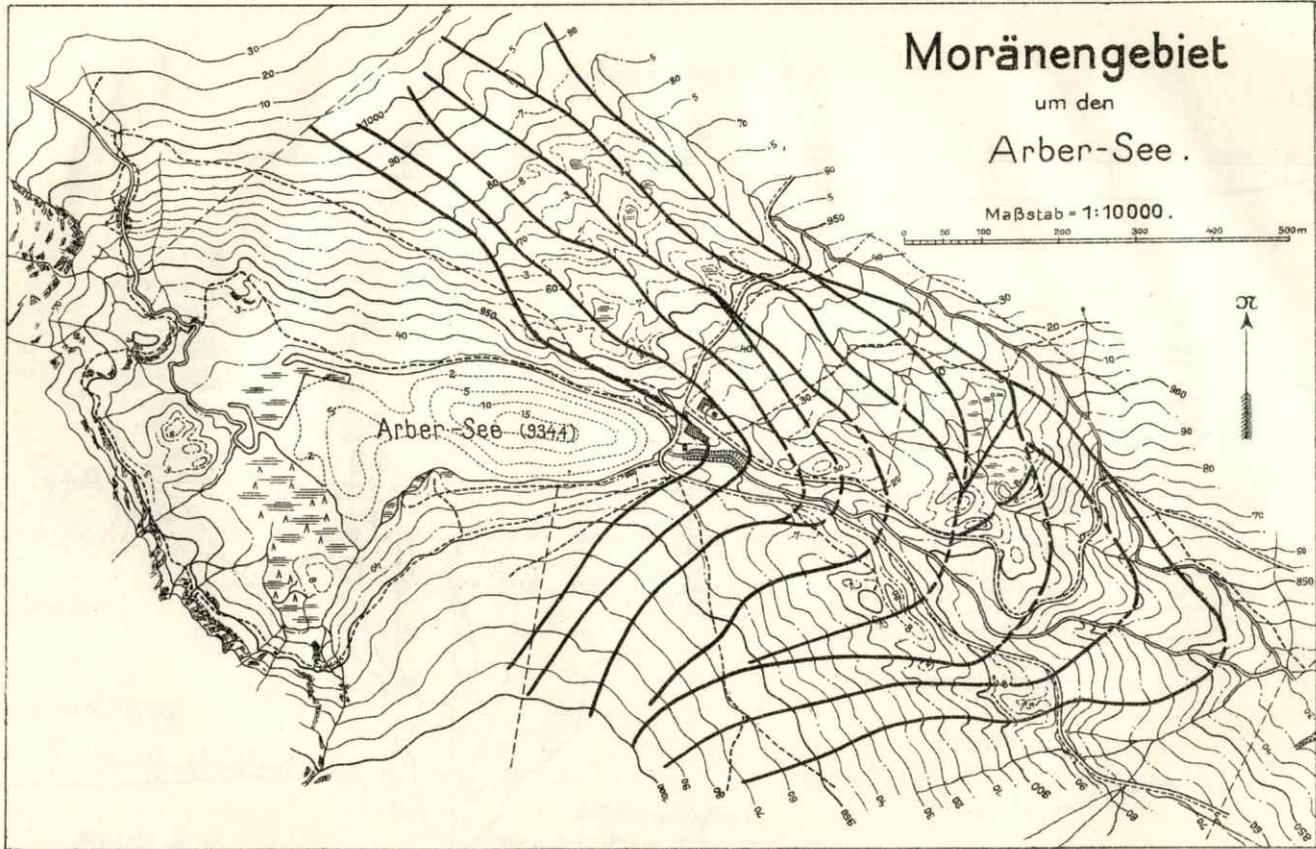


Profil durch die hohe Seewand.

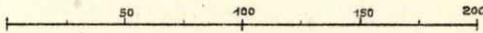


Profil durch die große Seewand.

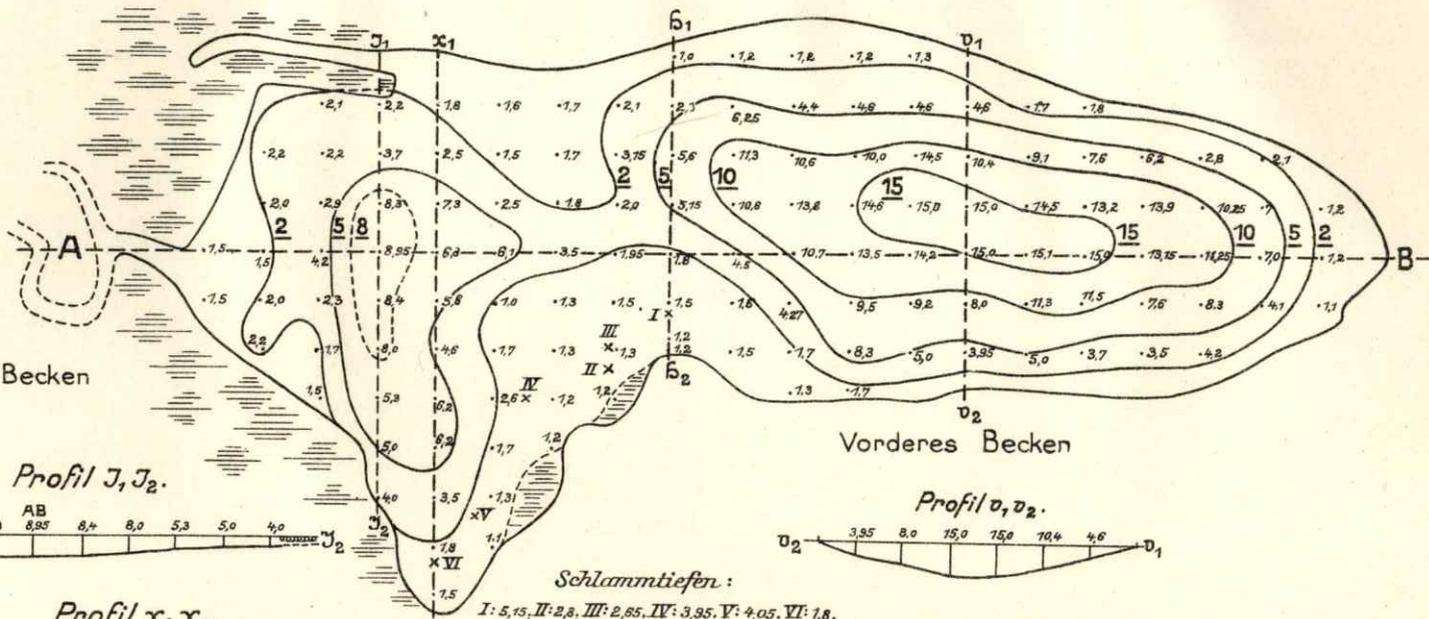
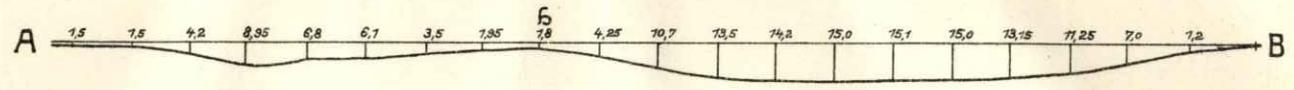




Großer Arbersee 934,4 m.

Maßstab = 

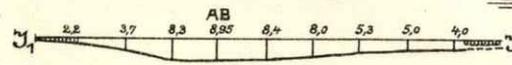
Längsprofil A-B.



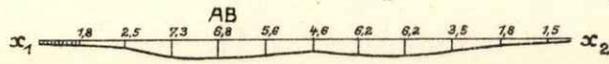
Hinteres Becken

Vorderes Becken

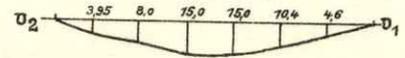
Profil J₁, J₂.



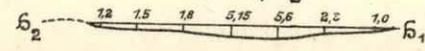
Profil x₁, x₂.



Profil v₁, v₂.



Profil b₁, b₂.



Beobachtungen über Dünensande, Sandlöß und Windschliffe in Franken.

Von

Dr. Otto M. Reis.

Mit zwei Abbildungen.

Blatt Bamberg der Geognostischen Karte 1:100000 von Bayern gibt in der Farbenerklärung neben Diluvialsand in Klammer an: Dünen z. T. Diese Dünensande lassen sich von den diluvialen Schottern mit Sanden nicht immer in der tieferen Lage gut trennen, haben aber keine talbodenartige terrassierte Lagerung, sondern fast stets mehr eine Gehängelagerung. Beim Schießplatz gegenüber Bamberg beginnen die Dünensande sich von den diluvialen Schottern der sogen. Hochterrasse neben der Straße nach Hirschaid (Exerzierplatz) selbständig zu machen und werden geröllfrei; sie haben etwa das Korn der mit dem 2 mm-Sieb gesiebten Feinerde der erwähnten Schotter; sie reichen im Hauptmoorswald weit hinauf bis fast zur Fläche der Künigundenruhe, woselbst zahlreiche sehr schön geglättete Plattenfindlinge der Cardinienschichten die starke Wirkung des Sandgebläses dartun; der Sand selbst hat sich aber auf dieser Hochfläche nicht oder nur in geringem Umfange gehalten. Diese Dünensande sind vorzüglich auf dem Osthang des Taltrogs verbreitet. Am Westhang des Taltrogs sind sie an den westlichen Talausgängen an den Kreuzungstellen der Talwinde vorhanden; das z. B. besonders schön an der reichen Ebrach bei Sassanfarth, wo sie auch (nicht übereinstimmend mit der geolog. Karte) hinter dem Dorf den ganzen Hang bis zu den untersten Liasschichten hinauf einnehmen. Fast überall sieht man Windschliffe. Letztere sind von BLANCKENHORN im Diluvium der Umgegend von Erlangen (Ohrwaschel), von v. LEININGEN am Valzner Weiher,¹⁾ am Dutzendteich, am Haidbrunnen, Stettenberg bei Nürnberg behandelt; ich habe sie sehr schön gesammelt zwischen Buch, Kraftshof und Neuhof NO. von Fürth, woselbst die diluvialen Sande (z. T. Dünensande) eine viel größere Verbreitung haben, als die geolog. Karte es angibt. Hier scheint der Hochterrassenschotter sehr stark ausgeblasen zu sein; stellenweise ist er bis zu einer kleinen Kieswüste verringert, wie ich solches in der Moorniederung bei Homburg in der Pfalz in der Nähe von Berghang-aufgewehten Dünensanden (Geogn. Jahresh. 1899 S. 24) erwähnt und später in der Nähe von Schweinfurt auf der linken Mainseite in Resten weiter beobachtet habe. Auch höher gelegene Diluvialsande z. B. zwischen Alter Veste und Banderbach bei Fürth sind fast alle Quarz- und Quarzitzerölle windgeschliffen. Zum Teil

¹⁾ „Über Kantengerölle aus der Umgegend von Nürnberg.“ Mitteilungen der Geogr. Gesellschaft in München. III. Bd. 2. Heft 1908 (vgl. hier Literaturangabe).

scheinen auch die höher gelegenen Eisensandstein- und Cardiniensandsteinschotter im Liegenden der Geogn. Jahresh. 1923 S. 291 erwähnten z. T. sandigen Lößlehm-vorkommen von Gaustadt bei Bamberg, ebenso wie O. von Fürth und Erlangen ausgeblasen und nicht selten geglättet. Das wäre vor Ablagerung des Lösses geschehen, als eine stärkere, Boden-nahe Vor- oder Begleitwirkung der Winde der wieder einbrechenden Steppenzeit, deren Absatz aus höhe-ren Luftschichten eben der Löß ist.



Links grobkörniger Buntsandstein; die schwarzen Pfeile deuten die Richtung des Windschliffs an, der weiße Pfeil die Ablenkung nach der Lagerung des Sandsteins. Rechts karneolartiges Gestein aus dem Keuper Mittelfrankens.

In der Gegend von Hiltpoltstein-Heideck, also im Gebiet der schwäbischen Rezat (Reichswald) sammelte Ministerialforstrat Dr. KÜNKELE-München schöne Windschliffe an Jaspisgeröllen aus dem Quacken-Arkosenkeuper, darunter sehr schöne kleine Sargdeckelformen, von welchen ich eines abbilde; ich habe die Dünensande und Windschliffe an quarzitischen Gesteinen in dieser Gegend kennen gelernt.

In dem großen Zwischenraum zwischen Bamberg und Würzburg werden die in Gang befindlichen Untersuchungen in den Blattgebieten bei und O. von Volkach bis Kitzingen hierüber Näheres bringen; zwischen Würzburg und Lohr sind die Formationsverbreitungen vorwiegend kalkiger Natur und weniger geeignet, gerade über Windschliffe Beobachtungen zu sammeln (S. 154 die dortigen Flugsande).

Südöstlich von Lohr a. M. treten auch bei Sendelbach Dünensande mit mannig-fachen Formen von Windschliffen auf, welche ich im Jahre 1906 und 1907 bei der Aufnahme des Blattes Lohr und Marktheidenfeld sammelte. In ausgiebiger Weise wurden die Windschliffe mit hoch den Berg herauf geschwungenen Dünensanden im Jahre 1925 und 1926 in der Talung bei Kreuzwertheim nachgewiesen, welche als früh verlassene Maintalung hinter dem Inselberg Romberg hinzieht. Zum großen Teil ist es hier ein diluvialer Gehängeschutt des oberen Hauptbuntsandsteins am Fuß des genannten Berges, dessen quarzitische Brocken ausgiebig windgeschliffen sind. — In umfassendem Maße setzen sich diese Bildungen mainabwärts fort und erreichen gegenüber von Miltenberg über den Hochterrassenschottern (Webersche Grube), sowie nördlich und südlich von Klingenberg ein auffälliges Höchstmaß.

Das Blatt Obernburg der hessischen Landesuntersuchung gibt im hessischen Anteil nicht nur breite Flächen des Buntsandsteins von Dünensanden überlagert an, sondern verzeichnet auch rechtsmainisch im bayerischen Anteil auf den nach Osten geneigten Hängen bei Erlenbach: Dreikanter. Die steilen Hänge bei Röllfeld zu beiden Seiten des Röllbachs beim Austritt in die Maintalung zeigen an ihrem Fuß im Hangenden eines diluvialen Sandes, den ich der Moosbacher Stufe zurechne, eine Anreicherung von windgeschliffenen quarzitischen Brocken in der mannigfachsten Lagerung einer durch die Ausblasung des feineren Sandes erfolgten Abwärtswanderung der Geschiebe, sondern auch aufwärts bis in die Nähe der Bergkante schön ausgebildete quarzitische Dreikanter von zum Teil riesigem Umfang, zum Teil auch die hier reichlicher anstehenden Buntsandstein-Carneole mit stark löcherig ausgeblasener Oberfläche.

Das gleiche tritt in dem Schippach-Mechenhardter Tal auf, wo sich mit den Dünensanden die Lößabsätze mischen und verbinden. Die Dünensande sind mehr örtlich verbleibende, d. h. nicht zu weit verfrachtete, bodennahe bleibende Gebilde, während der Löß höher aufgewirbelte und vermischte ausgeglichene, aus größerer Höhe herabfallende Winderzeugnisse sind. Hier finden sich bei Streit riesige Quarzplatten im Windschliff scharf ausgeformt und bei Schippach selbst (Baugrube für die im Bau unterbrochene Kirche) über einem Gehängeschutt mit sandig tonigem Zwischenmittel ein deutlicher Sandlöß von 30 cm Dicke (vgl. Tabelle Nr. 5).

Körnungs-Tabelle.

Nr.		Steine, über 2 mm	2—0,1 mm	0,1—0,05 mm	0,05—0,01 mm	0,01 mm V	CO ₂	Reaktion
1	Laimenschichte (1 m) des Löß von Mechenhardt	0	1	7	41	51	Spur	alkal.
2	Löß 25 cm unter der scharfen Laimengrenze (Mechenhardt)	Lößkindeln	2	13	59	26	40	alkal.
3	Löß westlich Paradeismühle, Röllbachtal Südhang oben	einzelne Lößkindeln	6	6	45	43	42	alkal.
4	Sandlöß westlich Paradeismühle Südhang unten	einzelne Kalkröhrchen	40	16	31	13	18	alkal.
5	Schippacher Kirchensandgrube Löß sandig (Sandlöß)	0	17	18	41	24	35	alkal.
6	Diluv.Sand oberhalb Röllfeld mit vielen Windschliffgeschieben	0	81	3	2	14	frei	neutral

Ein neben einem ausgeblasenen Schotter und starker Lößbildung (in zwei Abteilungen mit roter Verlehmungszwischenschicht!) auftretender kalkiger Sandlöß mit auch reichlichen kleinen und größeren Kalkwurzelumkrustungen liegt im unteren Röllbachtal auf Hauptbuntsandstein bei der Paradeismühle (Tabelle Nr. 4); auch hier scheint der richtige Löß (Tabelle Nr. 3) auf den nach W. offenen Osthang höher hinaufzusteigen und liegt scheinbar über dem Sandlöß, wie auch bei Schippach

die Lagerung so gedeutet werden kann. Ein Sandlöß¹⁾ wenigstens auf oberem Lehm-löß ist bis jetzt nicht beobachtet; dagegen fehlen der Sandlöß und Flugsand offenbar in der weitflächigen Lößverbreitung in der tektonischen Senke von Eschau-Mönchberg-Röllbach-Miltenberg mit ihrer im Osten sie begrenzenden starken Verwerfungswand; die östliche Windanprallfläche des Gehänges des Maintals selbst und die nächst benachbarten nordsüdlichen tektonischen Talsenken (Schippach-Klingenberg) mit ihren westöstlichen Durchkreuzungen, haben hier die Stärke der Sandwehen gebrochen und den Sand zum Niedersinken gezwungen, während der Lößlehm weiter verweht und aufgeweht wurde; dessen Niedersinken ist nicht morphologisch verursacht, sondern klimatologisch zu verstehen (vgl. unten S. 157).

Eine Wanderung der Dünensande in der Gegenwart ist bei dem hier meistens nun vorhandenen Waldbestand fast unmöglich; die Kraft des Windes und seine Schleiffähigkeit wird dadurch völlig gebrochen; die Windschliffe stammen aus der Zeit des Absatzes der diluvialen Terrassen bei geringster Bewaldung.

Es ist bekannt, daß harte Gesteine sich besser glanzglätten (polieren) lassen wie weichere, daß bei weicheren Gesteinen abgesehen von Wasseranwendung ganz besondere, die Rauhung verhindernde Schmier- und Gleitmittel hierzu angewendet werden müssen. Wenn nun zu einer rauhkörnigen trockenen Schleifwirkung noch die klimatischen Bedingungen einer ständigen Oberflächenabbröselung hinzutreten, so ist es verständlich, daß man keine Windschliffe in Kalkgebieten auffinden kann, wenn auch daselbst aus Diluvialsand aufgewehte oder auch von Sandsteinkuppen und -höhen und durch Windantrieb hierher gefrachtete Quarzsanddünen zu beobachten sind. Ich halte nämlich die hochgelegenen feinkörnigen Sande zwischen Würzburg und Zellingen-Retzbach ebenso für wirkliche Dünensande und nicht für so hoch — 100—120 m — über dem Maintal abgesetzte fluviatile Gebilde. Die Erfahrungen im Maintal von Kreuzwertheim und abwärts sprechen dafür, ebenso wie früher gemachte Beobachtungen in der Moorniederung von Landstuhl in der Rheinpfalz (vgl. Geogn. Jahresh. 1899 S. 23—24).

Über derartige Sandbildungen hat sich schon Dr. M. SCHUSTER in den Erläut. z. Teilblatt Uffenheim (Bl. Windsheim Nr. XXII, NW.-Viertel S. 70) in gleichem Sinne ausgesprochen. Sie liegen bei Obernbreit und Tiefenstockheim bei 230—280 m 100 m über dem Maingrund auf den östlichen Gehängen in der Fortsetzung der westöstlich gerichteten Maintalfurche zwischen Ochsenfurt und Marktbreit entsprechend der Talknickung aus NS. nach OW., also an einer Windbruchstelle oder -staustelle, wodurch der Absatz zu Boden bedingt ist.

Alle übrigen Dünensandabsatzflächen liegen an oder in der Nähe ähnlich gerichteter Talknickungen und -kreuzungen: Lohr, Kreuzwertheim, Miltenberg, der Strecke des östlichen Maintalhangs zwischen der Einmündung des Röllbachtals und des Elswatals gegenüber der Nordabdachung des Odenwalds S. vom Einfluß der Gerspreng in den Main. Auch Würzburg könnte genannt werden.

Wir wollen im Nachfolgenden noch kurz die Entstehung von Schriffabschrägungen an den Windkantern besprechen. v. LEININGEN hat in der oben angeführten Schrift 1908 die Ansicht vertreten, daß den Fazetten-Abschrägungen durch entsprechende Kluffflächen vorgearbeitet ist,²⁾ daß sie also nur stark nachgeglättete

¹⁾ Über typischen Sandlöß mit der Durchlässigkeit desselben entsprechend gestalteten Kalkkonkretionen habe ich nach Beobachtungen in der Rheinpfalz berichtet in Geogn. Jahresh. 1923 S. 139 Taf. VI Fig. 1.

²⁾ So regelmäßige Zerklüftungen gibt es nicht, wie Abschrägungen an Windkantern; aus Quarzitlagen des Buntsandsteins sind nur rhomboëdrische Bruchformen bekannt.

Abspaltungsflächen wären; er wendet sich mit Recht vom Standpunkt klimatologischer Erwägungen gegen die Ansicht, daß die Abschrägungsflächen ein Spiegelbild der hauptsächlichsten Windrichtungen darstellten. Es gibt selbstverständlich unter den Bruchstücken des zum Teil windgeschliffenen Gehängeschutts solche, an denen man leicht erkennt, daß eine vorgebildete Bruchfläche auch Windschlifffläche wurde, jedoch fehlen hierbei die schönen regelmäßigen und mit einer vorwiegenden Hauptkante versehenen Sargdeckelgestalten u.s.w. Das morphologische Gefühl hat für diese Gestaltungen eine eigene Entstehungsart verlangt.

Wie tief das Windgebläse tatsächlich in die vorwiegend quarzitischen Gesteine hineinarbeitet, das geht z. B. aus den Einkantern bzw. Einflächern hervor, welche in Dünensanden auf gerundeten Flußgeröllen des Diluviums zu beobachten sind, wo man aus der verbliebenen Rundung des Gerölles auf das Maß der Abschleifung auf der Anprallseite schließen kann und wo die entstandene Schlifffläche sicher keine Abspaltungsfläche war.

Die durch solche Beobachtungen zweifellos gemachte Möglichkeit starker und tiefer Abschleifung, welche im andern Falle (Ansicht: v. LEININGEN) nur ein geringes Maß haben würde, kann wohl darauf hinweisen, daß bei der Wirkung der Dünensande eine außerordentliche Windstärke bzw. Fluggeschwindigkeit geherrscht haben muß, daß die Temperatur- und barometrischen Unterschiede in den Gebieten der Dünensandbewegung sehr groß und wirksam gewesen sein müssen; vielleicht sind es offene Landstriche auch starker Ausstrahlung gewesen, welche im Gegensatz zu jenen des schwebenden Lößstaubes stehen (vgl. unten Schluß).

Die Entstehung der Schliffächengestalten durch vorwiegende Windgebläse-Abschleifung ist aber auch in anderer Weise gut zu erklären. Ein erstes Ergebnis aller Windwirkung besonders in diluvialen Sandgebieten an Berggehängen ist die Entstehung einer mannigfach und unregelmäßig buckelig abgeschrägten Geländeoberfläche. Es werden hierbei die größeren Gesteinsbrocken bloßgelegt und aus dem Zusammenhang der älteren Lagerung gelöst, unterwühlt und ihrer stabilen Unterlage durch Unterblasung beraubt. Andererseits können auch an der Gehängeanlage der Schuttes oder des Schotters in die an den Gehängen hinaufwachsende schiefe Ebene von ziemlich gleichkörnigem Flugsand die Brocken von außen hereinkommen und aus einer Gehängebahn mit vielen Widerständen in eine gleichmäßig glatte Bahn mit wenig Widerständen gelangen. — Bei ständiger Abtreibung des Sandes der Gehängeböschung von unten und von außen her wirkt die Schwere eines Brockens unaufhaltsam abwärts bewegend. Erst wo das Gehänge sehr flach wird, da ist die Bewegung erschwert; es müssen sich die Geschiebe vermehren und schließlich sich gegenseitig noch hindern. Am Fuß von Gehängen sind daher die Geschiebe zu unnatürlich scheinenden regellosen Anhäufungen angereichert und liegen oft dachziegelartig übereinander gehäuft (Röllfeld).

Während der Abwärtswanderung legen sich verlängerte Geschiebe gemäß einer gewissen Fallwirkung mit dem Schwerpunkt nach unten; zunächst werden sie in dieser Lage festgehalten und sich etwas einsenken. Nun beginnt aber die Windwirkung nicht nur mit der Untergrabung (Unterblasung) von unten her, sondern auch mit der Veränderung der Gestalt und der Gewichtsverhältnisse des Brockens durch Abschleifung; ein verlängertes Geschiebe wird verkürzt und im Volumen an der unteren Anprallfläche des Sandschliffs vermindert; die Oberseite des Gerölles erhält dadurch ein Übergewicht und bei einer eintretenden Sanddrutschung schwenkt das immer noch verlängerte Geröll in die entgegengesetzte Lage des oberen

Längseckes; der gleiche Vorgang der Unterwühlung und Abschleifung findet nun an diesem anderen Ende der Längsseite statt. Hierdurch werden die ursprünglichen Gestalts- und Gewichtsverhältnisse allmählich sehr verändert, besonders tritt starke Verkürzung ein. Die Wucht eines erneuten Rutsch-Schwunges wird jedenfalls auch verringert, das Geröll wird die Größe der Reibung bei einer Umstellung am Gehänge nicht flott überwinden können; wie ja auch im Flußbett die Gerölle in Querstellung ihrer Längsachse (senkrecht zum Gefälle) so häufig zur Ruhe kommen, so wird sich das Geschiebe auch im Gehänge querstellen und nun von einer dritten Seite die Abschleifung beginnen; endlich wird wieder durch die weitere Gestalt- und Volumenänderung an dieser Seite der Schwerpunkt nach oben zu liegen kommen und es wird Fälle geben, wo bei einem neuen Abwärtsrutsch das Gerölle sich völlig herumdreht und auch eine vierte Seite zum Anschliff kommt. Hierdurch ist die schematische Sargdeckelform, eine vierseitig abgeschrägte Zuschleifung der Oberfläche verständlich; es handelt sich nicht um Drehungen der Windrichtung, sondern um statisch bedingte Wendungen des verlängerten Geschiebes zu einer in der Richtung gleichbleibenden dauernden Hauptflugwirkung.

Ich bilde ein verlängertes Gehängegeschiebe ab mit nicht geschliffener Unterfläche (rauhe Bruchfläche) und regelmäßiger Sargdeckeloberfläche; die Abschrägungen zeigen neben einer außerordentlichen Glättung auch ganz zarte Parallellinien, welche an allen Abschrägungsflächen von der Grundflächenkante nach oben, d. h. nach der mittleren Kante bzw. dem First aufwärts ziehen und die scharf ausgeprägte schichtweise Kornlagerung des Gesteins überkreuzt. Diese Rillen zeigen das langandauernd gleichgerichtete Windgebläse von der Seite an und beweisen, daß das Geschiebe bei einer lang dauernden Hauptwindrichtung sich gedreht haben muß.¹⁾ — (S. 152, links.) —

Neben diesen Rillen zeigt das Stück auch Rillen, welche der Kornlagerung des Gesteinsaufbaus entsprechen und natürlich stärker herausgearbeitet erscheinen, weil diese Härteunterschiede sich in ihrer Richtung natürlich leichter herausarbeiten, als in irgendeiner schief oder senkrecht dazu. Die aufliegenden Sandkörner werden auch längs der Kornanordnung des Gesteins selbst seitlich abgelenkt, arbeiten aber hierbei mit an der Flächenabschleifung der Abschrägungen.

Die Windabschrägungen entstehen bei gleichmäßig körnigen Quarziten, nicht bei einfachen Sandsteinen, Kalken etc., woselbst die gegenüber den Quarziten machtlose Steppenverwitterung das Gestein ständig oberflächlich frisch abbröselt. Die Karneole zeigen wenig Abschrägungsflächen, weil sie innerlich zu ungleich gebunden bzw. ungleichmäßig in feinsten Quarz umgewandelt sind. Gleichmäßigkeit und Festigkeit der Bindung und des Korngefüges ist die Voraussetzung der Entstehung von glatten Schlißflächen. Fast in allen glatten Flächen der quarzitären Sandsteine sind die Schleifrichtungen in feinen Rillen bzw. verlängerten einseitig zugespitzten Grübchen festzustellen. Bei ungleicher Bindung und Festigkeit des Gesteins werden die Grübchen durch die verschiedenartigen Widerstände unregelmäßig in Größe und Gestalt und es entstehen die manigfaltigsten blatternarbigsten Vertiefungen und Windauskolchungen.

Die durch diese Zusammenhänge angeregte Anschauung der verstärkten Wanderungsmöglichkeit von großen Blöcken im Steppenwindgetriebe kann auch

¹⁾ Bei flach liegenden Schotterabsätzen entstehen in der oberflächlichen Dünendecke hauptsächlich Einkanter (vgl. Grube der Chemischen Fabrik Weber gegenüber Miltenberg a. M.).

zur Festlegung von Steppenzeiten verwendet werden, wenn geologisch Löß oder Flugsand nicht mehr deutlich nachweisbar sind, z. B. im untersten Hochterrassenschotter der Gegend von Aschaffenburg-Hanau, welche dann wohl auf die Stufe der nächst älteren Mosbacher Sande zurückzuführen wären.¹⁾

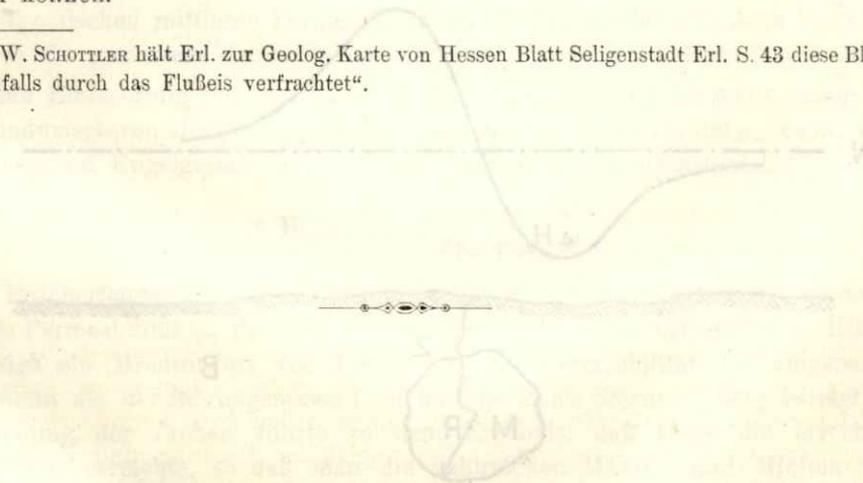
Es ist noch etwas über die eigenartige Verschiedenheit der Gebiete des Löß- und Flugsandes auszusagen, welche man vielleicht regional-klimatologisch erfassen kann.

Die Flugsande werden entschieden westöstlich bewegt und fegen in niedriger Lage über das Gelände hin, senken sich in Täler und werden an den Osthängen emporbewegt und auf anschließenden Hochflächen abgesetzt, gestaut durch die Widerstände, welche die Winde an steilen Talwänden etc. erfahren. Es handelt sich vielleicht um Geländebahnen starker Ausstrahlung, um Absätze aus trockeneren Talstrecken.

Der Löß hat zweifellos eine ähnliche Richtung, aber weniger eilige Verfrachtung, kann aber nicht aus völlig trockenen und kalt-trockenen Steppenflächen stammen, dagegen spricht das häufige Vorwiegen Feuchtigkeit liebender Schnecken aus von Wassern durchzogenen Gründen. Es ist wohl daran zu denken, daß der mit dem Löß-Mergelstaub aufgewirbelte und schwebende 300 μ -Staub in dem dicken Feuchtigkeitsdunst zu reichlicher Nebelbildung Anlaß gegeben hat (vgl. PAUL REIS, Lehrbuch der Physik 1890 S. 547 und 548), daß diese Nebelbildung die Staubmassen erschwert und gestaut, ihre Fluggeschwindigkeit vermindert hat und einen verhältnismäßig raschen Absatz zu Boden verursacht hat. Auf diese Weise kommt auch die zur diagenetischen Lößkindelbildung nötige Feuchtigkeit in den Lößabsatz in gleichmäßiger und ursprünglicher Verteilung hinein.

Es ist daran zu denken, daß regional für die verschiedenen Eissteppenzeiten nicht stets nach einem „Löß“ gesucht werden muß, sondern auch nach Sandlöß-Dünensand-artigen Erzeugnissen, welche einen Löß als Steppenanzeichen völlig vertreten können.

¹⁾ W. SCHOTTLER hält Erl. zur Geolog. Karte von Hessen Blatt Seligenstadt Erl. S. 43 diese Blöcke als „jedenfalls durch das Flußeis verfrachtet“.



Über eine Masse M., die in einer nachher zu erwähnenden Gegend...
besteht, ist anzunehmen, daß sie durch die...
der Erde...
mit dem Wert in der...
die Größe der...
...

Ergebnis der erdmagnetischen Messungen in der Umgebung von Althegnenberg.¹⁾

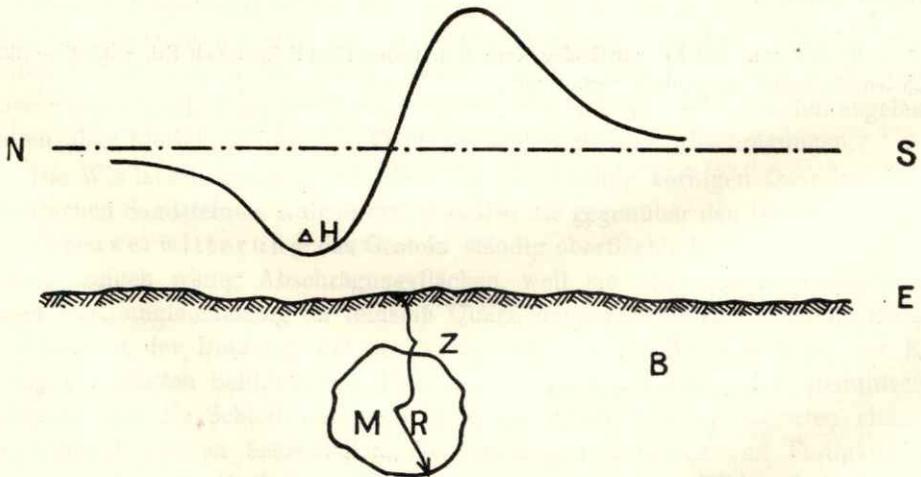
Von

Johann B. Ostermeier.

Mit zwei Abbildungen.

Zur Prüfung erdmagnetischer Instrumente, insbesondere von Variometern zur Bestimmung der lokalen Störungen der Horizontalintensität über magnetisch inhomogen geschichteten Flächen führte der Unterzeichnete im Jahre 1925 südlich von Althegnenberg eine größere Anzahl von Messungen aus, die sich auf ein Gebiet von etwa 1,2 qkm erstreckten. Innerhalb dieser Fläche traten lokale Unterschiede in den Werten der horizontalen Komponente der erdmagnetischen Richtkraft auf, die bis zu plus-minus 60 γ betragen. 1 ist der zwanzigtausendste Teil der Gesamtrichtkraft.

Die ersten Kartierungen ließen nördlich einer Mittelwertsnormalen ein Maximum südlich davon ein Minimum der Horizontalintensität erkennen. Zur Erläuterung der Beurteilung der Ursache dieser Störung sei im folgenden ein kurzer Abriß der Theorie magnetischer Störungen über einer magnetisch inhomogen beschaffenen obersten Erdkrustenpartie gegeben:



Über einer Masse M , die in einer annähernd magnetisch homogenen Einbettung B eingelagert sei und annähernd kugelförmige Gestalt besitze, treten an der Erdoberfläche E Störungen der normalen erdmagnetischen Horizontalintensität auf, deren Wert in der Darstellung durch die eingezeichnete Gerade gegeben sei. Die Größe der Störung hängt außer von dem Volumen der Masse und der Tiefe

¹⁾ Ausgeführt vom Oktober 1925 bis Juli 1927.

ihres Störungsmittelpunktes unter der Erdoberfläche in erster Linie von dem Verhältnis der Magnetisierbarkeit der Masse zu der Magnetisierbarkeit der Umgebung derselben ab (magnetische Permeabilität μ ; beträgt dieselbe 1, so ist der Körper völlig unmagnetisch). Stellt man die Veränderung der Horizontalintensität an den Punkten 1, 2 . . . fest, die in einer durch den Mittelpunkt der Störungsursache von Norden nach Süden gerichteten Fläche liegen (in der Darstellung ist die Zeichenebene als Fläche, die Veränderung der Horizontalintensität ΔH als Kurve gegeben), so wird die Horizontalintensität an den Punkten, die nördlich der Masse M liegen, geringer, an denen die südlich derselben liegen, größer als der Normalwert sein; unmittelbar über dem Mittelpunkt der Masse ist in unseren Breiten der gemessene Wert vom Normalwert nicht erheblich verschieden. Ein Minimum nördlich und ein Maximum südlich der Masse tritt nur dann auf, wenn die Magnetisierbarkeit derselben größer ist als die ihrer Umgebung; ist das Gegenteil der Fall, so wird sich nördlich der Störungsmasse ein Maximum, südlich davon ein Minimum ausbilden; bei der vorliegenden Untersuchung war dies der Fall und ließ auf eine Einlagerung in tertiären Schichten schließen, die geringer magnetisierbar ist als die tonigen Bestandteile derselben; als solche Einlagerung kam in erster Linie, den geologischen Verhältnissen entsprechend, Braunkohle in Frage, deren magnetische Permeabilität sehr gering ist; um aber feststellen zu können, ob diese Vermutung zutrifft, war es nötig, das Messungsnetz erheblich zu erweitern, um eine genauere Mittelwertsbestimmung ausführen zu können. Andererseits war es erforderlich nachzuprüfen, ob eine fast völlig unmagnetische Einlagerung in den tertiären Schichten eine so bedeutende Anomalie des erdmagnetischen Feldes hervorrufen kann.

Zu diesem Zwecke wurden aus Brunnenbohrungen, Sandbrüchen usw. stammende sowie an oberflächlich entnommenen Bodenproben auf ihre magnetischen Eigenschaften mit einem im Bild nicht dargestellten Instrument untersucht. Aus der gemessenen magnetischen mittleren Permeabilität der Proben mußte sich dann errechnen lassen, ob die gemessene Anomalie mit der rechnerisch ermittelten übereinstimmt.

Eine Einlagerung von der magnetischen Permeabilität 1 in einer magnetisch stärker induzierbaren Umgebung mit der magnetischen Permeabilität μ_0 kann, wenn man annähernd Kugelgestalt annimmt, eine Anomalie von höchstensfalls

$$\Delta H_{\max} = 0.47 \frac{\mu_0 - \mu}{2\mu_0 + \mu} \cdot \frac{R^3}{z^3}$$

an der Erdoberfläche hervorrufen. Hieraus läßt sich bei bekanntem (gemessenem) ΔH die Permeabilität μ_0 der umgebenden Masse als Grenzwert ermitteln. Hieraus ergibt sich ein Mindestwert von 1.0050 für die Permeabilität der umgebenden Masse, wenn die der Störungsmasse 1 ist und die lokale Störung $\pm 60 \gamma$ beträgt. Die Untersuchung der Proben führte zu dem Ergebnis, daß keine die errechnete Permeabilität erreichte, so daß man die zahlreichen Maxima und Minima nicht auf unmagnetische Einlagerungen in dem nur sehr gering magnetisierbaren Tertiär zurückführen kann; vielmehr ist anzunehmen, daß die lokalen Störungen durch Störungskörper mit einer magnetischen Permeabilität von mindestens 1.0100 hervorgerufen werden; als solche kommen Geschiebebänke mit älteren Massengesteinen in Frage.

Die Untersuchung wurde größtenteils mit dem Lokalvariometer saugeführt; das Variometer kam nur im Februar 1927 kurze Zeit zur Verwendung.

Zusammenfassung.

Die Untersuchung eines kleineren Gebietes ließ auf das Vorhandensein unmagnetischer E eingelagerungen in schwach magnetischen tertiären Schichten schließen. Die Messung der Permeabilität und die Erweiterung des Messungsnetzes lassen mit Sicherheit erkennen, daß praktisch wertlose Geschiebe von Massengesteinen die Ursache der Störungen sind.

