



Die Mönchsberg-Deltanagelfluh, Mindel-Riß-Interglazial, von der rechten Salzachseite aus.

*Weltassoziation für das Studium des Quartärs
Internationale Quartärvereinigung (Inqua)*

III. Internationale Quartär-Konferenz

Wien, September 1936

Führer

für die

Quartär-Exkursionen in Österreich

Unter Mitwirkung von

O. Ampferer, E. Clar, H. P. Cornelius, K. Ehrenberg, H. Gams,
G. Götzinger, W. Hammer, W. Heißel, F. Kerner, R. v. Klebels-
berg, F. Kümel, G. Kyrle, F. Machatschek, V. Paschinger, O. Reit-
hofer, E. Spengler, H. Vettters

Redigiert von

Gustav Götzinger

I. Teil

Wien 1936

Geologische Bundesanstalt, Wien III

Österreichische Staatsdruckerei. 585 36

Dem
Altmeister der Eiszeitforschung

Albrecht Penck

gewidmet

Vorwort.

33 Jahre sind vergangen, daß die Eiszeitablagerungen und Eiszeitformen Österreichs zusammen mit den Ablagerungen und Formen der heutigen Gletscher unter Führung der zwei berufensten Forscher, Albrecht Penck und Eduard Richter, vom Internationalen Geologenkongreß Wien 1903 besucht und studiert worden sind. Damals, als die Erforschung der Eiszeitablagerungen eben erst zur Aufstellung des wichtigen, bisher allgemein angenommenen Systems geführt hatte, begannen sich erst die Interessenten für dieses Teilgebiet der Geologie, bzw. der Geomorphologie zu sammeln. Aber heute ist die Zahl der Forscher auf diesem Arbeitsfelde groß gewachsen; weit verzweigtes Interesse für die Fragen der Eiszeiten der Alpen, für die Fragen der eiszeitlichen Beeinflussung der Alpen hat zahllose Forscher ergriffen. Die vom nordischen Inlandeiskommenden suchen hier in den Alpen Vergleichspunkte und Korrelationen, die aus den Alpen schöpfenden Eiszeitforscher aber finden angesichts der anscheinend verschiedengestaltigen Abwicklung der Eiszeitercheinungen in den verschiedenen Alpen-tälern immer wieder und allerwärts Anregendes und Lehrhaftes.

Die Eiszeitercheinungen Österreichs werden anlässlich der III. Internationalen Quartärkonferenz Wien auf ausgedehnten Exkursionen einer großen Fachgesellschaft vorgeführt, wie sie bisher noch nie ansehnlicher und reicher gegliedert war, indem die Forscher der verschiedensten Länder, Gebiete und Fachgruppen hier in Österreich ihren Studien und vergleichenden Betrachtungen obliegen wollen.

Aus einem kleineren Stamm ist die Assoziation für das Studium des nordeuropäischen Quartärs zur Assoziation für das europäische Quartär gewachsen, und die anlässlich der vorangegangenen II. Internationalen Quartärkonferenz in Leningrad vom Gefertigten angeregte Erweiterung zur Weltassoziation für das Studium des Quartärs hat inzwischen erfreulich rasche Fortschritte gemacht. So begrüßen wir zum erstenmal in Wien die Abordnungen von Eiszeitforschern der ganzen Welt; der Rahmen, innerhalb dessen sich die Exkursionen abwickeln sollen, ist internationaler denn je geworden.

In fachlicher Hinsicht können wir an all das Bleibende der Wissenschaft anknüpfen, das Albrecht Penck und Eduard Brückner in ihrem Lebenswerke „Die Alpen im Eiszeitalter“ zusammengetragen haben. Das System besteht zu Recht. Und ein Exkursionsbuch, das möglichst in der Gesamtheit die Grundzüge des Eiszeitalters der Alpen der Fachwelt vorführen soll, muß vielfach zu den typischen und lehrhaften Punkten zurückkehren, die schon 1903 gezeigt worden sind.

Das Lößgebiet von Krems wird neuerdings besucht. Die Lößgliederung wird dann auf Wiener Boden und im Weinviertel von Niederösterreich fortgeführt. Weittragende Resultate in paläontologischer und paläobiologischer Hinsicht zeitigte der Abbau der Phosphaterden der Drachenhöhle von Mixnitz. Aber im Alpenvorlande bleiben die Terrassensysteme der aus den Alpen gekommenen Schmelzwasserflüsse der Eiszeiten im Enns- und Traungebiete nach wie vor die besten Objekte für die Gliederung der Schotter, während die Systeme der verschiedenen Eiszeitmoränen im Salzachgebiet, bzw. im oberösterreichischen Innviertel am besten zu zeigen sind. Für das Studium der Interglazialbildungen bleiben die Umgebungen von Salzburg und Innsbruck die klassischen Orte. Längere Verquerungen von Alpentälern (Trauntal, mehrere zentralalpine Täler) werden die inneralpinen Quartärverhältnisse mit den Phasen des Rückzuges der Gletscher aufzuzeigen haben. Die neuerbaute Großglockner-Hochalpenstraße, ein landschaftliches Schaustück ersten Ranges, wird zu dem größten Gletscher der Ostalpen, zu der Pasterze, unterhalb der höchsten Zinne Österreichs führen, wo die Erscheinungen der heutigen Gletscherverhältnisse beobachtet werden sollen, dem alten Erfahrungssatz entsprechend, daß die Untersuchungen über eiszeitliche Gletscherverhältnisse an Studien an rezenten Gletschern anzuknüpfen haben. Im Ötztale schließlich wird der eiszeitliche Vulkanismus von Kofels in den Zentralalpen Probleme allgemeinerer Bedeutung aufrollen.

In den folgenden zwei Teilen des Quartärführers werden einige Exkursionen ausführlicher behandelt, um auch verschiedenen Bedürfnissen der Heimatkunde Rechnung tragen zu können.

Die Vorbereitung und Drucklegung eines umfangreichen und reich ausgestatteten Führers geschahen in einer wirtschaftlich bedrängten Zeit. Die Vollendung wurde durch einen Druckkostenbeitrag seitens des Bundesministeriums für Unterricht ermöglicht, wofür das Präsidium der Internationalen Quartärvereinigung dem Chef der Unterrichtsverwaltung, Herrn Bundesminister Dr. Hans Pernter, den geziemenden Dank abstattet.

Inhalt.

	Seite
Vorwort	V
Götzinger G.: Das Lößgebiet um Göttweig und Krems an der Donau	1
Kümel F.: Der Löß des Laarberges in Wien	12
Kyrle G. und Ehrenberg K.: Die Drachenhöhle bei Mixnitz in Steiermark	20
Vetters H. und Götzinger G.: Exkursion in das Lößgebiet des niederösterreichischen Weinviertels und angrenzenden Waldviertels.....	35
Vetters H. und Götzinger G.: Das niederösterreichische Alpenvorland bis Amstetten.....	59
Götzinger G.: Das Alpenvorland zwischen Ybbs und Enns und die Umgebung von Steyr	66
Götzinger G.: Die Traun—Enns-Platte.....	75
Spengler E. und Götzinger G.: Das Trauntal zwischen Gmunden und Aussee	83
Götzinger G.: Die Moränen des Traungletschers in der weiteren Umgebung von Gmunden	99
Götzinger G.: Exkursion in den Hausruck	105
Götzinger G.: Die Moränengürtel des Atterseer- und Irrseer-Traungletschers und der Ostrand des Salzachgletschers	111
Götzinger G.: Das österreichische Salzachgletschergebiet, der westliche Innkreis	120
Götzinger G.: Salzburg und der Gaisberg.....	135

Das Lößgebiet um Göttweig und Krems an der Donau.

Von Gustav Göttinger.

(Mit 1 Textfigur und 2 Tafeln.)

Topographische Karten: 1:75.000, Wien, Zone 13, Kolonne XV (4758). Baden—Neulengbach, Zone 13, Kolonne XIV (4756). Tulln, Zone 12, Kolonne XIV (4656). Krems, Zone 12, Kolonne XIII (4655).

Geologische Karten: Baden—Neulengbach, Zone 13, Kolonne XIV. Tulln, Zone 12, Kolonne XIV. Krems, Zone 12, Kolonne XIII (im Druck). Wienerwald (siehe Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1:75.000).

Auf der Fahrt durchqueren wir von Hütteldorf ab über Purkersdorf bis zum Riederberg den Wienerwald, dessen Kreide- und Eozän-Zonen (4, 7) morphologisch zu einem typischen Mittelgebirge umgestaltet sind (5). Vom Riederberg, am Neokom-Außenrand des Flysches, eröffnet sich eine gute Aussicht auf das Tullner Becken, das von der Donau zwischen Krems bis zum Greifensteiner Durchbruch (durch die Flyschzone) durchmessen ist. Ihr Auen-gürtel ist beiderseitig von dem Niederterrassenfelde begleitet, das sich gegen Süden in einer scharfen, auf Unterwaschung zurück-führbaren Konkave gegen das der Flyschzone vorgelagerte Tertiär-hügelland absetzt.

Das Tullner Becken entspricht dem Senkungsfeld zwischen der Flyschzone und dem Ostabfalle der Böhmisches Masse (St. Pölten—Krems—Retz—Znaim), das von dem vorwiegend jungtertiären, marinen Schlier eingenommen ist; dessen südliche alpennahe Zone ist noch in die alpine Faltung einbezogen. Dem mächtigen, marinen Schlier als Beckenerfüllung folgte die Sedimentation der brackischen, miozänen Oncophorasande, welche zwischen dem Perschingtal und dem Traisental das Hügelland nördlich der St. Pöltener (Salzburger) Reichsstraße vornehmlich zusammensetzen. Nachher erfolgte eine mächtige Zuschüttung des Tullner Beckens nördlich des heutigen Donaulaufes durch die pontische Donau (10); letztere bildete die mächtigen Schotter, welche vom Aussichtspunkte des Riederberges im Hügellande des Göllers- und Schmiedabaches als ziemlich ebene Platte des niederösterreichischen Weinviertels erscheinen. In diese sind terrassenförmig jüngere pliozäne und quartäre Schotterterrassen eingeschnitten (sie werden bei der Exkursion in das niederösterreichische Weinviertel näher ausgeführt).

Zwischen dem Riederberg und Sieghartskirchen ist der Außenrand des Flysches von der gefalteten Molasseregion begleitet (6), welcher die landschaftlich schärfer hervortretenden Berge des miozänen Buchberg-Konglomerates: Hohenwart, südöstlich von Sieghartskirchen, und der Buchberg bei Neulengbach, angehören. Die Lehme von Sieghartskirchen sind Verwitterungslehme des tertiären Schliers, wogegen der erste Löß das Tertiärhügelland zwischen Perschling und Traisen, sich über die Niederterrassenfläche beider Flüsse erhebend, ummäntelt.

Im Mündungsgebiet der Perschling ins Tullner Feld sind verschiedene Terrassenschotter entwickelt:¹⁾ Über Hochterrassenresten der Donau bei Judenau und solchen entlang der Perschling (mit geringen Höhenunterschieden von zirka 5 *m* über dem Fluß) liegen Quarzschotter bis 20 *m* hoch über dem Niederterrassenfeld des Tullner Feldes, welche wohl dem älteren Deckenschotter angehören (S. H. 200 *m* W von Judenau). Die älteren Deckenschotter werden wieder, zirka 20 *m* hoch, von jungpliozänen Schottern überragt und 60 *m* höher als diese, in den Höhen um 280 *m* (W Judenau und W Trasdorf) finden sich neuerdings Quarzschotter, welche den pliozänen Laaerbergsschottern entsprechen dürften, da sie gleichfalls zirka 100 *m* wie bei Wien über der Donau auftreten.

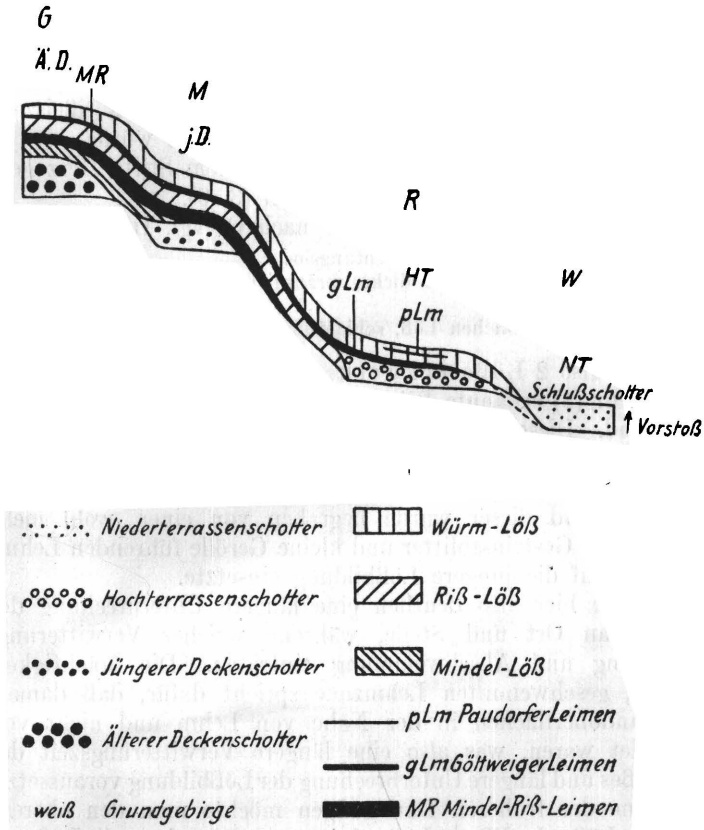
Im Perschlingtal zwischen Mitterndorf und dem scharfen südwärts gerichteten Knie des Flusses führen die Hochterrassenschotter bemerkenswerterweise reichlich Kalkgeschiebe, trotzdem das Einzugsgebiet der Perschling nur im Flysche liegt. Während der Hochterrassenzeit fiel die Traisen bei Kapelln nach Osten (17) über, wogegen die Niederterrassen-Traisen ihren Lauf nach N nahm.

Bei Kapelln wird das Perschlingtal und damit die Salzburger Reichsstraße verlassen, wir erreichen, die Traisen übersetzend, Herzogenburg mit seinem Hochbarockstifte (am Friedhof Grab des Urgeschichtsforschers Direktor Dr. Josef Bayer, † 1931).

Das Traisental ist deutlich von 3 bis 4 Diluvialterrassen begleitet (14, 17). Über die Niederterrasse erhebt sich die lößbedeckte Hochterrasse, darüber die gleichfalls lößbedeckten Deckenschotterterrassen. Der Löß meidet also die Niederterrasse, findet sich aber am Erosionsabfall der Hochterrasse zur Niederterrasse, u. zw. als primärer, nicht sekundär verschwemmter Löß. Er ist daher jünger als die Bildung dieses Erosionsreliefs, das in der Riß-Würm-Interglazialzeit geschaffen wurde. Man muß sich vorstellen, daß nach dem Riß-Würm-Interglazial, als der würmeiszeitliche Vorstoß

¹⁾ H. Vettters, Aufnahmeberichte über die Blätter Tulln und Krems. Verh. geol. B. A. 1924, 1926.

sich vorbereitete, die erste stärkere Aufschotterung in diesem Tale wieder begann und weitere Fortschritte bis zum Hochstande der Würmeiszeit machte, indem die „Schlußschotter“ der Niederterrasse



Löbe, Leimen, Eiszeitschotter und Terrassen

Fig. 1. Schematische Darstellung.

abgelagert wurden. Während dieser ganzen Vorstoßzeit und beim Hochstande der Vergletscherung wurde der Hochwasserschutt aus dem breiten Anschwemmungsgebiete der Schmelzwasserflüsse auf den Hochterrassenabfall, auf die Hochterrassenfläche und auf die höheren Deckenschotterterrassen geweht (Löß der Vorstoßzeit und des Maximums der Würm-Eiszeit, vgl. Fig. 1).

Der Löß, der also die Hochterrasse und den Abfall zur Niederterrasse überkleidet, ist der sogenannte „jüngere“ Löß (Löß der Vorstoßzeit und des Würmmaximums). Wir sehen diesen auf der Fahrt entlang des linken Rideaurandes des Niederterrassenfeldes der Traisen zwischen Herzogenburg und Wielandsthal.

Aber auch der Erosionsabfall der Deckenschotterterrasse zur Hochterrasse kann außer der Decke des „jüngeren Lößes“ wohl noch „älteren“ Löß enthalten, der dann genetisch dem rißeiszeitlichen Vorstoß und dem Riß-Maximum entsprechen würde.

Wichtig zur Gliederung des Lößes ist die dem Stifte Herzogenburg gehörige Ziegelei von Wielandsthal (3, 9).

Wir sehen hier im Schnitt von W nach O (vgl. Tafel 1 a):

1—5 m gelben Löß, massig, schichtungslos,
darunter eine zirka 2—3 m dicke, bräunliche Lehmzone, die gegen O bis NO zirka 5° abfällt,
darunter 3—5 m gelblichen Löß, schichtungslos, massig, klüftig.

Hier sind also 2 Lößstockwerke vorhanden, welche durch die von J. Bayer (3) erkannte Wielandsthaler Verlehmungszone getrennt sind. Diese selbst enthält eine dunkelbraune Humuslage von zirka $\frac{1}{3}$ m Mächtigkeit. Nach Verwitterung des tieferen (älteren) Lößes zur unteren Schichte der Verlehmungszone bildete sich Humusboden und dieser wurde begraben von einer, wohl mehr geschwemmten, Gesteinssplitter und kleine Gerölle führenden Lehmschichte, worauf die jüngere Lößbildung einsetzte.

Es erfolgte hier also deutlich eine längere Unterbrechung der Lößbildung an Ort und Stelle, während welcher Verwitterung, Humusbildung und Abschwemmung eintraten. Die Mächtigkeit der oberen, geschwemmten Lehmzone spricht dafür, daß damals größere Landoberflächen in der Nähe von Lehm und nicht von Löß gebildet waren, was also eine längere Verwitterungszeit des unteren Lößes und längere Unterbrechung der Lößbildung voraussetzt.

Im Sinne der früheren Darlegungen möchte man den oberen, „jüngeren“ Löß als Würm-Löß, den unteren, „älteren“ Löß als Riß-Löß bezeichnen, da er auf dem Abfalle der höheren Deckenschotterterrasse liegt und abgeschwemmte Kiese aus den Deckenschottern führt. Wir stellen also die Wielandsthaler Verlehmungszone mit ihrer Humusbildung in das Riß-Würm-Interglazial. Die Wielandsthaler Verlehmungszone ist übrigens mächtiger als die im folgenden beschriebene „Göttweiger Leimzone“, mit der sie sonst identisch sein dürfte.

Westlich von der Ziegelei steigt das lößbedeckte Gelände zum Niveau der (älteren) Deckenschotterterrasse in der Höhe von zirka 250—260 m, also 20—30 m über die Niederterrasse der Traisen allmählich an.

Die Deckenschotter werden aber überragt von grobblockigen Kalkschottern der pliozänen Traisen, welche im Riedel zwischen Traisen und Flanitzbach die Höhen von 355—383 *m* einnehmen und bereits in Einzelberge, wie: Hoher Kölbling 355 *m*, Gerichtsberg 372 *m* und Schauerberg 383 *m* W von Walpersdorf aufgelöst sind. Dieser pliozäne Flußlauf der Traisen ist aber jünger als das die Haupthöhen W von Traismauer bildende Hollenburger Konglomerat, das wohl eine Deltaablagerung eines von SSW gekommenen und in das Jungtertiär-Meer des Tullner Beckens eingemündeten Alpenflusses darstellt (17).

Von der Höhe westlich vom Schloß Walpersdorf bietet sich gegen W ein Blick auf das Tertiär-Kohlenbecken von Statzendorf—Oberwöbling, das eine randliche Bucht am Ostabfalle des kristallinen Dunkelsteiner Waldes einnimmt. Die Kohle liegt in der Basalserie der tertiären, marinen Melker Sande direkt auf dem Kristallin.

Nördlich von Statzendorf tritt der Flanitzbach aus diesem Tertiärbecken in einem schmalen, gewundenen, epigenetischen Durchbruchstal in das kristalline Grundgebirge ein. Bezüglich der talgeschichtlichen Erklärung sei auf die Darlegungen von A. Penck (13) und von F. A. Zündel (17) hingewiesen.

Indem aber der Flanitzbach in seiner Durchbruchstrecke (Granulit und Serpentin in Steinbruch S von Meidling im Tal) bis Göttweig an seiner Ostseite verschiedene, vom Tertiär erfüllte Talungen und Furchen wieder ausgeräumt hat, sind kleine Talweitungen entstanden, in welche auch Löß, offenbar vom Donaubecken her, eingeweht wurde.

Die Ziegelei von Hörfarth zeigt im geschichteten, etwas geschwemmten Löß eine braune Leimenzone, welche wahrscheinlich jünger ist als die Wielandsthaler Verlehmungszone (vgl. auch im folgenden Paudorf). Im Löß fanden sich hier seinerzeit Mammutreste und Hirschgeweihe.

Die Grube von Paudorf, W von Göttweig (vgl. Tafel 2 *a*), zeigt zwei Leimenzonen im Löß, welche disharmonisch zueinander verlaufen und daher verschiedene Hangflächen verraten: eine tiefere, mächtigere (1—1.5 *m*) und eine höhere, weniger dicke (0.4 *m*). Die untere, tiefere entspricht wohl der Göttweiger-Wielandsthaler Verlehmungszone und wäre in das Riß-Würm-Interglazial zu stellen. Unter ihr ist also noch etwas älterer Löß. Die obere, schwächere würde eine Schwankung im Würm-Glazial bedeuten, etwa eine Schwankung zwischen Würm I und Würm II. Wir wollen sie die Paudorfer Verlehmungszone nennen (8) (vgl. übrigens auch die ähnlichen Feststellungen von K. Absolon, der auch eine Abbildung dieses Aufschlusses bringt [1]).

Bei der steilen Auffahrt zu dem auf einem Granulithügel thronenden Stift Göttweig ist der Gegensatz zwischen dem tieferen, lößbedeckten Gehänge und den oberen, felsigen Böschungen augenscheinlich. Der flache Sattel östlich des Stiftes zwischen dem Further Graben und dem Höbenbach ist mit einer Lößhaube bedeckt.

Stets gerühmt ist die Aussicht vom Stiftsgarten. Man überblickt die Rumpflächen des Dunkelsteiner Waldes und des Waldviertels und sieht die Donau aus dem Durchbruchstal der Wachau in die breite Ebene des mit dem Tullner

Becken zusammenhängenden Kremser Beckens heraustreten. Der in die Donau unterhalb Hadersdorf mündende Kampfluß zeigt infolge der bedeutenden Aufschüttungen seitens der Donau eine nicht geringe Verschleifung seiner Mündungsstelle in den Strom. Übrigens ergießt sich auch die Traisen nahe dieser Stelle in die Donau. Der Austritt der letzteren bei Krems ist angelegt durch Wiederausräumung von mit Tertiär erfüllten Randfurchen des Böhmisches Massivs (vgl. weiter unten die Beobachtungen bei Stein). Aber höher über den Schlieruntergrund des Beckens greifen die pontischen, altpliozänen Schotter über: außer hohen Schottern um 380 m¹) ist besonders das „Kremsfeld“ mit seiner mächtigen, pontischen Schotterdecke (10) in einer Höhe um 330 m zu nennen.

Am Maisberg nördlich von Krems beobachten wir Donauschotter, sogar in 445 m Seehöhe bei der Donauwarte am Braunsdorfer Berg; weitere Quarzschotterniveaus liegen in 400 m und in 360 m Seehöhe am Goldberg nahe von Stein. Die nächste tiefere Terrasse liegt aber bei 220 m nördlich bei Stein, also 25 m über der Donau (wahrscheinlich Terrasse des jüngeren Deckenschotter).

Zwischen den altquartären Schottern und dem Niveau von 330 und 360 m (Plioän) liegt also hier ein großes Erosionsintervall.

Nordöstlich von Göttweig sehen wir folgende Terrassengliederung: Plioäne Schotter in 295 m und 280 m Höhe bei Oberfucha, pliozäne Schotter um 250 m NO von Oberfucha, in 225 m (älterer) Deckenschotter südwestlich von Thallern, also 40 m über der Donau.

Besonders augenfällig ist von unserem Aussichtspunkte aus der Gegensatz zwischen dem das Kristallin bedeckenden Waldland und dem Weingebiet, das sich hauptsächlich an die Lößgehänge knüpft, wengleich es auch nicht an Versuchen fehlt, den Wein in geschützten Hanglagen des Grundgebirges zu bauen.

Nach der kurzen Rast im Stiftsgarten von Göttweig wird der durch J. Bayers Titelblatt seines Lebenswerkes (3) bekanntgewordene Hohlweg mit der Göttweiger Verlehmungszone westlich von Furth besichtigt (vgl. Tafel 1 b). In der Basis erscheinen bis zur Seehöhe von 210 m Kiese und Schotter, wahrscheinlich des Flanitzbaches, da auch Kalkgeschiebe vorhanden sind; sie gehören wohl noch dem Hochterrassenschotter an. Der darübergelagerte, die Silberhügelterrasse (240 m) bildende, also sicher 25 m mächtige Löß des Bergsporns von Baumgarten ist durch eine rotbraune, tonige Leimzone von 0·8 bis 1·0 m Mächtigkeit derart gegliedert, daß der mächtigere Löß der obere ist; der liegende, bedeutend weniger mächtige Löß scheint fester als der obere. Die Leimzone hier kann nicht das Ergebnis von Abschwemmung sein, zumal auch die Feinschichtung fehlt, sie muß vielmehr eine Verwitterungszone des liegenden Lößes darstellen. Man möchte daher von „Verwitterungsleimen“ im Gegensatz zu „Schwemmleimen“ der oberen Wielandsthaler Verlehmung sprechen. Der liegende Löß lagert auf dem unverwitterten Schotter.

¹) Vgl. auch Schotter in 370 m Seehöhe am Kuhberg NW von Krems oberhalb des Wachtberges.

Der hangende Löß ist der jüngere Löß, den J. Bayer als Löß III bezeichnete (3); er entspricht der Vorstoßzeit und vielleicht dem Hochstande der Würm-Eiszeit. Der liegende Löß würde der Riß-Vergletscherung, bzw. Spätriß-Zeit entstammen (Löß II).

Die Göttweiger Verlehmungszone stellt eine Zeit feucht-wärmeren, offenbar vegetationsreicheren Klimas dar, als es die Riß- oder Würm-Eiszeit war. Sie hat im Weinviertel, wie die nachfolgende Exkursion dorthin lehren wird, eine weite Verbreitung, was wir im Gegensatz zu Kölbl (11) feststellen, indem sie nicht nur als lokale Bildung der Gegend bezeichnet werden kann. Sie steht mehrfach in Niederösterreich (8) mit begrabenen Humuszonen derart in Verbindung, daß diese immer im Hangenden auftreten.

Südlich von Mautern zeigt ein Aufschluß die Hochterrassen-schotter der Donau in Seehöhe 411 m, mit geringer Lößbedeckung. In den obersten Partien fand sich 1933 eine Lößscholle von 1 m Mächtigkeit neben grobem Schotter. Das spricht in Anbetracht des Umstandes, daß hier höhere Lößgehänge, von welchem Trümmer abgebrochen wären, fehlen, dafür, den Löß als gleichalterig mit den Schlußschottern der Riß-Vergletscherung anzusehen, diesen „älteren“ Löß also in das Maximum der Riß-Vergletscherung zu stellen (9).

Gleich südlich von diesem Aufschluß sah ich im Jahre 1933 2—3 m mächtigen Löß auf der gewellten Oberfläche der Schotter lagern, wobei die Schottergeschiebe vertikale Stellungen einnahmen. Es handelt sich hier nicht etwa um Stauchungserscheinungen, etwa infolge von Flußeis, sondern wohl um die bekannten Strukturen bei den sogenannten „Brodelsböden“ aus dem kalten Klima der Hocheiszeiten und es stimmt damit überein, daß wir diese Schotter als Schlußschotter der Riß-Eiszeit auffassen. Dieser Löß gleich über den Brodelsböden wäre demnach als rißeiszeitlicher Löß zu betrachten; denn es kann sich hier nicht um den Löß des Würm-Vorstoßes handeln, da in der Riß-Würm-Zwischeneiszeit die Brodelsböden sich infolge Verwitterung und Umlagerung nicht erhalten hätten.

Nach Mautern überqueren wir die Donau und besichtigen in dem Orte Stein die alte Ziegelei am rechten Gehänge des Saubaches oder Reisperbaches.

Über dem Grundgebirge ist hier ein von J. Bayer¹⁾ entdeckter Rest der tertiären, marinen Verschüttung (Konglomerate, Tegel und Sand) erhalten, die fast bis zum Talboden herabreicht. Zu oberst folgt eine Lößdecke. Die marinen Tegel und Sande führten *Ostrea crassissima* und Schildkröten (typische Exemplare von *Testudo antiqua*, Reste von *Geoclemys pygolopha*); es fanden

¹⁾ Entdeckung von Ablagerungen der I. Mediterranstufe in der Wachau. Verhandl. der Geol. B. A. 1927, H. 4. Hier Abbildung des Ziegeleiaufschlusses.

sich auch Knochen eines Raubtieres (*Amphicyon?*), eines kleinen Cerviden, von Nashorn, Reste von Pflanzen und Landschnecken (M. Glaessner¹).

Das Tertiär wird überlagert von rotbraunem, zähem Verwitterungston, der vielleicht der Göttweiger Verlehmungszone entspricht, und von Löß, mit einer Rentier und *Rhinoceros* enthaltenden Kulturschichte des Aurignacien, wie von Bayer²) ermittelt wurde. Es ist derselbe jüngere Löß, der auch bei Krems die reiche Aurignacienkultur birgt.

In Krems erfolgt zunächst die Besichtigung der großen Lößgrube bei der Schießstätte am Hundssteig, bei dem einstigen Nordtor der Stadt. Die große Abgrabung entstand um 1900, als für die Verstärkung des Inundationsdammes der Donau große Massen Anschüttungsmaterial benötigt wurden. Hierbei wurden über 20.000 Steinwerkzeuge des Aurignacien systematisch von J. Strobl (15, 16) und H. Obermaier (16) geborgen, welche nunmehr im städtischen Museum in Krems aufbewahrt sind.

Die Hauptfunde wurden in 8 m Tiefe im bis 10 m mächtigen jüngeren (in den oberen Lagen durch Mauerschwalben stark durchlöcherten) Löß gefunden, der im Hohlwege der Schießstattgasse auf einer braunen Leimzone über dem Grundgebirge lagert. Die Lößwand selbst zeigt besonders im westlichen Teile zwei schwächere Leimzonen, welche der Göttweiger und einer noch älteren Leimzone entsprechen dürften. Vgl. Tafel 2 b, nach einer freundlichen von Frau Lotte Adametz zur Verfügung gestellten Zeichnung.

Faunistisch handelt es sich beim Löß III um den jüngeren Löß.

Festgestellt wurden:

- Elephas primigenius* Bl.,
- Rhinoceros tichorhinus* Fisch.,
- Canis lupus* L.,
- Canis vulpes* L.,
- Felis spelaea* Goldf.,
- Cervus elaphus* L.,
- Gulo borealis* Nills.,
- Capra ibex* Nehr.,
- Capella rubicapra* Ham-Smith.,
- Equus caballus* Cuv.,
- Bos priscus* Boj.,
- Bos primigenius* Boj.,
- Ovibos moschatus*. Blainv.

¹) Die Tertiärschildkröten von Niederösterreich. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 69, Abt. B, 1933.

²) Nach freundlichen Mitteilungen von Frau Sekretär Lotte Adametz. Eine Veröffentlichung darüber besteht noch nicht.

Besonders häufig waren die Hauptjagdtiere des Aurignac-Menschen: Mammut, Rentier, Hirsch und Wildpferd, vertreten.

Im Lößhohlweg gleich oberhalb des Hundssteiges, am sogenannten Wachtberg, wurde im jüngeren Löß, u. zw. in den höheren Lagen die stratigraphisch jüngere Stufe des Aurignacien, das „Aggsbachien“ (3 b), durch J. Bayer (Nachlaß) ermittelt (vgl. auch Bayers Profil im Stadtmuseum von Krems und die dortigen Aufsammlungen). Der jüngere Löß umfaßt also die Aurignacien- und Aggsbachien-Kultur in Niederösterreich. Während letztere in den höheren Lagen des Lösses bei Krems auftritt, findet sich das Aurignacien in den tieferen Lagen des jüngeren Lösses, die schon nahe der Göttweiger Verlehmungszone liegen. Das Aurignacien gehört demnach vornehmlich der Vorstoßzeit der Würm-Vergletscherung an.

Im Profil des Hundssteiges und des Wachtberges steigt der jüngere Löß, wie man im Hohlwege aufwärts verfolgen kann, nahe bis zur Seehöhe von 400 *m* an.

Eine kurze Fahrt von Krems ONO auf der Hadersdorfer Straße bis Gedersdorf soll der Betrachtung der großartigen Lößlandschaft mit ihren Terrassen am Südfalle des Kremfeld-Riedels zwischen Donau und Kamp gewidmet sein. Während an der Mündung des Kremstales in Krems und gleich östlich davon noch Kristallin die Talflanken einnimmt, treten am Saubügel westlich Gedersdorf über dem tertiären Schlier Konglomerate und Schotter auf. Jene sind kalkalpinen Ursprunges und deuten auf eine alte Mündungsstelle der Traisen hin (Hollenburger Konglomerat); diese sind danubischen Ursprunges und setzen die Oberfläche der erwähnten pontischen Hauptterrasse zusammen (10). Der ganze Südfall des tertiären Sockels ist von überaus mächtigem Löß ummantelt, so daß das Tertiär nur an wenigen Stellen zum Vorschein kommt. Der Löß wurde offenbar aus dem breiten Niederterrassenfeld des Donaubeckens, also von Osten her, zur Zeit der Bildung der Niederterrassen-schotter aufgeweht.

Dieser jüngere Löß überkleidet natürlich auch die in Spuren bei Weinzierl entwickelten Hochterrassenflächen.

Der hier nordwärts zur Straße nach Gneixendorf ziehende Bründlgraben (er wird wegen Zeitmangels nicht besucht werden) läßt wohl auch eine Gliederung des Lößes durch eine 0·3 *m* breite, braune Leimzone erkennen (namentlich gegenüber dem Keller des Stiftes Lilienfeld). In der nördlich gelegenen großen Ziegelei, oberhalb des Hauses Nr. 27, ist neuerdings die zur heutigen Lößoberfläche ganz disharmonische Lage einer Leimzone zu beobachten, welche im nördlichen Teile nach N, im südlichen Teile nach S—SO einfällt; daraus ist eine Kuppe der mit Verwitterungsleimen bedeckten Landoberfläche ersichtlich, welche vom jüngeren Löß vollständig überweht worden ist.

Die Lößlandschaft von Gedersdorf mit dem Gobelsberg entspricht wohl einer der mächtigsten Überlagerungen des Lößes in Niederösterreich (13, 14). A. Penck gibt davon eine treffliche Photographie in seinem Führer zum Wiener Geologenkongreß (13) und betont, daß die ostseitigen Hänge in der Umgebung von Krems (wie im Weinviertel) den mächtigsten Löß aufweisen. Dadurch, daß häufig unter dem Löß kein Grundgebirge mehr hervortritt, wird eine scheinbar größere Mächtigkeit des Lößes vorgetäuscht, die aber in Wirklichkeit infolge der Ummantelung der Berggehänge im allgemeinen 20 m nicht übersteigt. Der künstliche Terrassenbau der Weinkultur ist hier, wie um den Saubügel, besonders gut wahrzunehmen. Besonders charakteristisch erscheint für diese Lößlandschaft die großartige Gliederung der Gehängelflächen durch tief eingerissene, etwas verzweigte Lößschluchten. Die Vertiefung derselben wird teilweise durch Wolkenbrüche, teilweise durch das häufige Befahren der Hohlwege verursacht. Die Lößwände erhalten sich in ihrer Steilheit, sie bergen die zahlreichen Weinkeller, welche gewölbfest im Löß ausgemeißelt sind.

Auf der Ostseite des Gobelsberges (302 m), östlich von Gedersdorf und nahe dem nördlich gelegenen Gobelsburg und Langenlois wurden im Löß, mehrfach zusammen mit der kalten, würmeiszeitlichen Fauna (vgl. Zusammenstellung in 9), ähnlich wie am Hundssteig bei Krems, prähistorische Funde gemacht, welche J. Bayer als Aurignacien (2) deutete, während sie früher von H. Obermaier (12), zumindest was Gobelsburg anlangt, dem Alt-Magdalénien, einer kalten Periode, zugeteilt wurden.

Nach dem Studium der Lößlandschaft erfolgt in Krems die Besichtigung des Städtischen Museums mit seinen reichen prähistorischen und kunstgeschichtlichen Aufsammlungen unter Führung des um diese Sehenswürdigkeit der Stadt so hochverdienten Museumsausschusses (Obmann Kommerzialrat J. Oser); angeschlossen wird der Besuch des ganz einzigartigen Weinmuseums, wobei der Begründer desselben, Studienrat Prof. Dr. Hans Plöckinger, die Erklärungen gibt.

Schrifttum:

1. K. Absolon: Bericht der Tschechoslowakischen Subkommission in der „International Commission for the study of the fossil man“. Brünn 1933.
2. J. Bayer: Jüngster Löß und paläolithische Kultur in Niederösterreich. Jahrbuch f. Altertumskunde, 3, 1909.
3. J. Bayer: Der Mensch im Eiszeitalter. I. u. II. Teil, Verlag Deuticke, Wien 1927.
- 3 b. J. Bayer: Das zeitliche und kulturelle Verhältnis zwischen den Kulturen des Schmalklingen-Kulturkreises während des Diluviums in Europa. Eiszeit und Urgeschichte, 5, Leipzig, 1928.

4. K. Friedl: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges., **13**, 1920.
5. G. Göttinger: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Penck's Geogr. Abh., **IX/1**, Teubner, Leipzig, 1907.
6. G. Göttinger: Das Alpenrandprofil von Königstetten. Allg. Chem. u. Techniker-Ztg., **33**, 1925.
7. G. Göttinger und H. Becker: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches. Jahrb. Geol. Bundesanst., **82**, 1932.
8. G. Göttinger: Zur Gliederung des Lößes. Leimen- und Humuszonen im Viertel unter dem Manhartsberge. Verhandlungen Geol. Bundesanstalt, 1935.
9. G. Göttinger: Das geologische Alter des österreichischen Paläolithikums, Report of XVI. Intern. Geol. Congress, Washington 1933 (1935).
10. H. Hassinger: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Penck's Geogr. Abh., **VIII/3**, Teubner, Leipzig 1905.
11. L. Kölbl: Studien über den Löß. Über den Löß des Donautales und der Umgebung von Krems. Mitt. Geol. Ges., Wien 1930.
12. H. Obermaier: Die am Wagramdurchbruche des Kamp gelegenen niederösterreichischen Quartärfundplätze. Jahrb. f. Altertumskunde, **2**, 1908.
13. A. Penck und F. Becke: Das Durchbruchstal der Wachau und die Lößlandschaft von Krems. Führer für die Exkursionen des Intern. Geol. Kongresses, Wien 1903.
14. A. Penck und E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, Tauchnitz, Leipzig, **I**, 1909.
15. J. Strobl: Von der diluvialen Fundstelle auf dem „Hundssteig“ in Krems. Mitt. d. Anthrop. Ges., **31**, Wien 1901.
16. J. Strobl und H. Obermaier: Die Aurignacienstation von Krems. Jahrb. f. Altertumskunde, **3**, 1909.
17. F. A. Zündel: Talgeschichtliche Studien im unteren Traisengebiet (Niederösterreich). Geograph. Jahresbericht aus Österr., **5**, 1906.

Der Löß des Laaerberges in Wien.

(Mit 4 Abbildungen.)

Von Friedrich Kümel.

Österreichische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Wien. — Kartographisches Institut, Wien.

Geologische Karte der Umgebung Wiens. Unter der Leitung von Prof. F. E. Sueß entworfen von C. A. Bobies und L. Waldmann. Herausgegeben vom Geologischen Institut der Universität Wien. 1:75.000. — Wien 1928.

Der breite Rücken des Laaerberges, an der Stadtgrenze im Süden Wiens liegend, besteht ausschließlich aus den jüngsten Schichten der Ausfüllung des Wiener Beckens, die durch eine mächtige Schotterdecke vor der Abtragung bewahrt wurden.

Die Tegel des Laaerberges und des unmittelbar anschließenden Wienerberges bilden das Rohmaterial für mehrere Ziegeleien. Sie gehören dem Pannon an, der osteuropäischen Süßwasserfazies des untersten Pliozäns. Diese Erkenntnis hat sich erst in der letzten Zeit durchgesetzt; der ehemals übliche Name „Pont“ mußte deswegen aufgelassen werden (2).

In dem großen Aufschluß der Ziegelwerke Simmering (J. Löwy), dem der Besuch gilt, wird in den unteren Stockwerken blauer pannonischer Tegel abgebaut. An Fossilien finden sich:

Congeria subglobosa Partsch
Congeria spathulata Partsch
Melanopsis vindobonensis Fuchs
Melanopsis pygmaea Partsch
Cardium apertum Münt.
Cardium conjungens Partsch

Einige im Tegel vorhandene, konkretionär verfestigte Lagen führen häufig Blattreste. Über dem Tegel liegen fossilere Sande, ebenfalls dem Pannon zugehörig.

Durch eine Diskordanz getrennt folgt, über dem Tegel der Laaerbergsschotter (*S* der Profile). Er stellt eine etwa 30—40 m mächtige Schotterdecke vor, deren Oberfläche in 260 m liegt. Von dieser Gesamtmächtigkeit sind in dem Aufschluß 10 bis 12 m vorhanden.

Der Schotter besteht aus groben Geröllen mit zwischengelagerten Kies- und Sandschichten, die in den oberen Lagen teilweise zu Sandstein und Konglomerat verfestigt sind. Der Schotter wurde teils von der Urdonau, teils von

einem Vorläufer des heutigen Wienflusses herbeigeschafft. So erklärt sich das Vorkommen von Quarzen und kristallinen Geröllen aus der Böhmisches Masse und den Zentralalpen sowie von Gesteinen der Kalkalpen neben reichlichen Sandsteinen aus der Flyschzone (12). Auch die Wiederkehr derselben Schotterfläche im außeralpinen Wiener Becken beweisen, daß es sich hier tatsächlich um Flußschotter handelt (4), welche hier, nahe der Mündung der Urdonau abgelagert wurden.

Das Alter des Schotters wurde durch Wirbeltierfunde beleuchtet (10). In den Schottern des beschriebenen Aufschlusses wurde ein Rest von *Elephas planifrons* Falc. gefunden; in einer Schottergrube auf der Anhöhe der Favoritenstraße (Wien X) fanden sich Stoßzähne und Molaren von *Tetrabelodon tapiroides* Cuv., Übergang zu *T. borsoni* Hays. Diese Funde sprechen für mittelploziänes Alter des Laaerbergsschotters.

Mit der Terrasse des Laaerberges in 260 m schließt eine reiche Folge von Terrassen und Schottern, welche die Stillstände des allmählich absinkenden pliozänen Wasserspiegels des pannonischen Beckens andeuten. Die Gliederungen der Terrassen wurden von F. X. Schaffer und H. Hassinger vorgenommen. Höher als die Terrasse des Laaerberges liegt die Burgstallterrasse (325 m) und die Nußbergterrasse (365 m); beide sind nur am Ostrand des Wiener Beckens entwickelt und unmittelbar in die Gesteine des Alpenkörpers eingeschritten.

Tiefer als die Laaerbergterrasse liegt die Arsenalterrasse (etwa 200 m); ihre Schotterfläche nimmt einen größeren Raum ein, auf ihr liegt das Belvedere, der Süd- und Ostbahnhof.¹⁾ Auch diese Schotter gehören noch dem Pliozän an, wie ein Fund von *Hippopotamus pentlandi* H. v. M. wahrscheinlich macht (10).²⁾

Die Stadtterrasse, in 185 m Höhe (d. i. 15 m über dem Spiegel der Donau) gelegen sowie die Praterterrasse (4 m über der Donau) stellen hingegen alte Donauterrassen vor. Sie sind quartären Alters und entsprechen dem Deckenschotter (4), bzw. der Niederterrasse. Der Stadtterrasse gehört außer dem Gebiet der Inneren Stadt auch die ebene Fläche von Simmering an (Wien XI).

Der über dem Laaerbergsschotter folgende Löß reicht hier nur etwa zur halben Höhe des Berges hinauf und hat unten seine größte Mächtigkeit (mehr als 10 m). Die Donau hat während der Eiszeit Inseln, Sandbänke und Schotterflächen gebildet, denen Staub entweht und auf der Luvseite des Laaerberges als Löß abgelagert wurde. Das Profil des Löß ist durch Humus- und Leimenzonen reich gegliedert:

¹⁾ H. Hassinger (4) erwähnt aus dem Stadtgebiet noch eine Mittelterrasse zwischen Laaerberg- und Arsenalschotterterrasse in der Höhe um 210—220 m.

²⁾ Die bekannte „Belvederefauna“ entstammt indes nicht dem Schotter, sondern den darunterliegenden Congeriensanden.

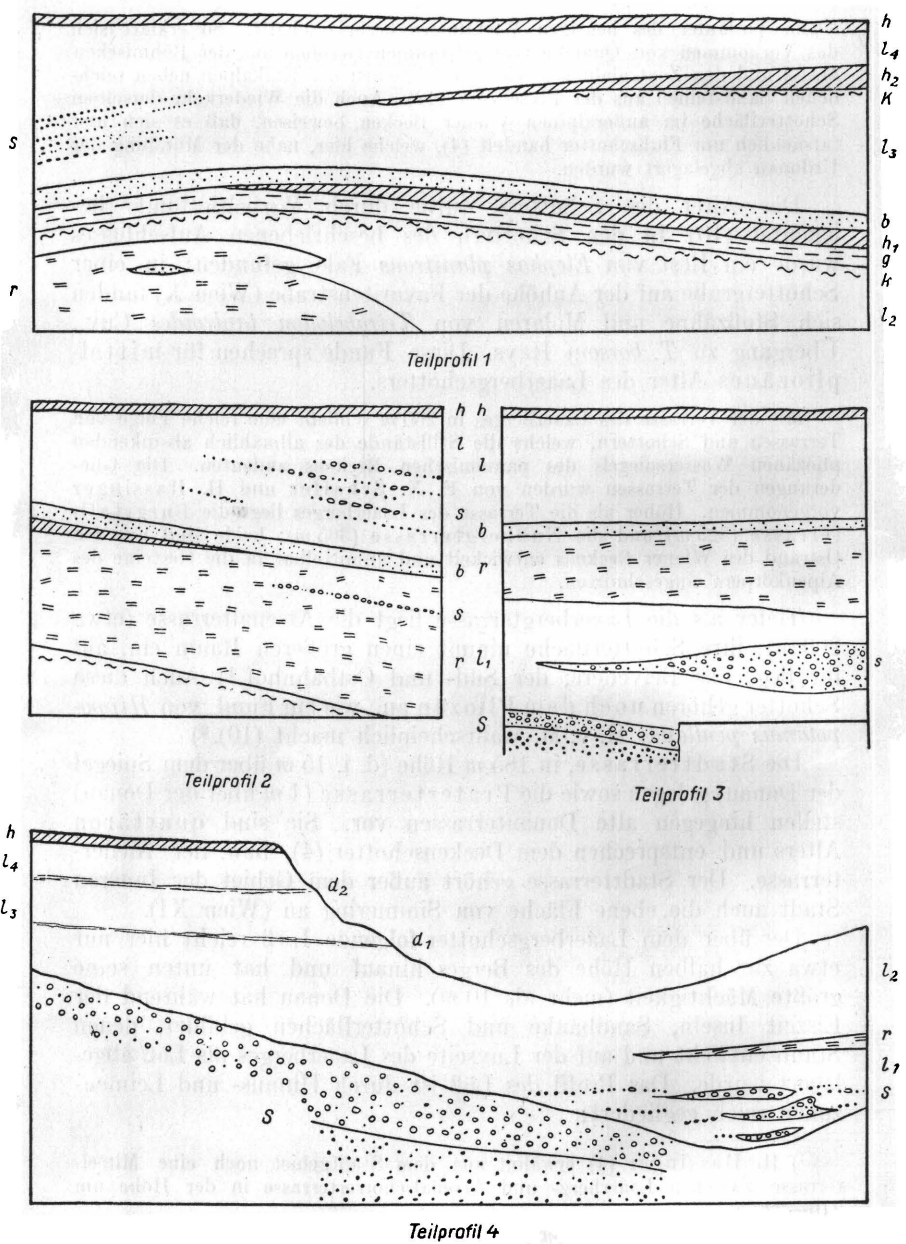


Fig. 2. Lößprofile vom Laerberg (1 : 200).

Zeitgenössischer Humus (h)
 Löß
 Humusboden (h_2)
 Löß
 Humusboden (h_1)
 Löß
 Roter Lehm (r)
 Löß

Laaerbergshotter.

In dieser Vollständigkeit bietet sich die Schichtfolge nur im östlichen Teil der Nordwand des großen Aufschlusses der Ziegelwerke Simmering. Gegen Westen hört die obere Humuszone (h_2) auf (Teilprofil 1); ebenso verringert sich die tiefer liegende (h_1); sie lagert schließlich infolge Wegfallens des Liegendlösses direkt auf dem roten Lehm (Leimen) (Teilprofil 2). In Teilprofil 4 verschwindet schließlich auch der rote Lehm, nachdem er von seiner Höchstmächtigkeit von etwa 3 m bis auf etwa 0·5 m herabgesunken war. Hier liegt unmittelbar über dem Laaerbergshotter ein Wechsel von verschwemmtem, sandigem Löß und Schotter. Auch in allen übrigen Gliedern der Schichtfolge finden sich eingelagerte Schotter und Sande in Lagen oder Linsen, die aus dem Laarbergshotter umgelagert worden sind (Teilprofil 3).

Die Verminderung der Humuszonen hangaufwärts stimmt mit der Beobachtung überein, daß zeitgenössische Schwarzerdeböden in kuppigem Gelände auf den Hängen eine geringere Mächtigkeit haben als in der Ebene.

Die obere Humuszone (h_2) enthält in ihrem Liegenden einen Horizont von Kalkkonkretionen (Teilprofil 1). Gegen die Tiefe zu (an der Straße „Am Ziegelofen“) steigert sich die Mächtigkeit dieser Zone und bietet folgenden Querschnitt:

Verschwemmter Löß mit Sand und Schotter
 1 m Humus, übergehend nach unten in
 1 m braunrote Erde (Leimen)
 Horizont mit Kalkkonkretionen
 Löß

Zu Seite 14: Lößprofile aus der Grube der Ziegelwerke Simmering, Nordwand. Maßstab 1:200. (Aus: F. Kümel, Der Löß des Laaerberges bei Wien. Verh. Geol. Bundesanst. 1936, S. 133.)

S = Laaerbergshotter und Sand; L = Löß; r = roter Lehm; b = braungefärbter Löß; h_1, h_2 = Humuszone; g = gelber Lehm; k = Kalkkonkretionen; d = dunklere Streifen im Löß; s = Schotter und Sand im Löß und Lehm; h = zeitgenössischer Humus.

Teilprofil 1 und 2 schließen unmittelbar aneinander, bilden aber einen einspringenden Winkel. Zwischen Teilprofil 2 und 3 liegen 20 m, zwischen 3 und 4 liegen 50 m.

Sowohl der Humus als auch die braunrote Erde führen zahlreiche Wühlgänge (Krotowine) von einem Durchmesser von 1·5 bis 2 *cm*; die Wühlgänge im liegenden Löß haben einen Durchmesser von etwa 4 *cm*. Vom Humus aus reichen mehrere Dezimeter lange, zungenförmige Streifen in die braunrote Erde hinein, Anzeichen einer Humusverlagerung in die Tiefe an Baumwurzeln od. dgl. Am anderen Hang des Aufschlusses, gegen die Werksgebäude der Ziegelei zu, verringert sich die Leimenzone wieder, gleichzeitig nimmt der Humusgehalt ab:

Löß
0·9 *m* rotbraune Erde
Horizont mit Kalkkonkretionen
Löß.

Das zuerst geschilderte Bodenprofil entspricht durchaus den Steppenschwarzerden (Tschernosjom)¹⁾. Humusanreicherung, Abfuhr der Karbonate, Tiergänge bilden die Vergleichspunkte. Allerdings hat der Humus seit seiner Bildung verschiedene Umwandlungen erlitten, insbesondere hat er seine Krümelstruktur verloren. Die erwähnte Ausbildung des begrabenen Bodens ist für viele Leimenzonen im Löß Niederösterreichs kennzeichnend (4).

Daß der Humushorizont hangaufwärts in rotbraune Erde übergeht, hängt mit den Feuchtigkeitsverhältnissen zusammen. An den Wänden des Aufschlusses ist ersichtlich, daß der Humus in einer seichten Mulde nahe dem Fuß des Laaerberges entstand, während die rotbraune Erde auf den trockeneren Hängen gebildet wurde.

Die untere Humuszone (im Teilprofil 1) weicht von der oberen etwas ab:

Löß (*l*₃)
0·5 *m* bräunlicher Löß (*b*)
0·5 *m* Humus (*h*₁)
0·6 *m* gelber Lehm (*g*)
Horizont mit Kalkkonkretionen
Löß (*l*₂).

Da eine genaue bodenkundliche Untersuchung aussteht, kann der Verdacht einer schwachen Degradation dieses Schwarzerdebodens nicht begründet werden. Jedenfalls erinnert das Profil einigermaßen an die schwach podsolierten Steppenböden, in denen ebenfalls nur Karbonate, nicht aber das Eisen in die Tiefe geführt werden.

¹⁾ F. Münichsdorfer deutet die Humuszonen im Löß Rheinhessens ebenfalls als fossilen Tschernosjom (6).

Diese Leimenzonen geht nach oben in eine bräunliche Lößschichte (*b*) über, welche ebenfalls an die braunen Steppenböden denken läßt und im Kampf des Schwarzerdebodens mit dem aufs neue vordringenden Lößstaub gebildet wurde. Auf der gegenüberliegenden Wand, nahe den Ziegeleianlagen, ist dieser begrabene Boden ebenfalls mit einem ähnlichen Profil nachweisbar.

Aus den beiden Humus-, bzw. Leimenzonen läßt sich herauslesen, daß die trockene Zeit der Lößstaubablagerungen zweimal durch das feuchtere Klima der Steppe unterbrochen wurde. Dieser auf bodenkundlichem Wege gewonnene Befund stimmt mit der seinerzeitigen Annahme eines feuchten, wenn auch kühlen Klimas der Eiszeiten nicht überein, wenn man daran festhält, die Löße in die Eiszeiten und die Leimenzonen in die Zwischeneiszeiten zu verweisen. Hingegen besteht eine Übereinstimmung mit neueren Ergebnissen, die Penck (7) aus regionalen Erwägungen ableitet; im Sinne dieser Ansichten herrschte die größere Feuchtigkeit in den Zwischeneiszeiten, während die Eiszeiten selbst trocken waren. Die weitverbreitete Meinung, daß die Leimenzonen Bildungen der Zwischeneiszeiten sind, erhält durch diese bodenkundlichen Erwägungen eine Stütze. Da die gleich zu beschreibende, noch tiefere Rotlehmzone der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit zugeordnet wird, muß die untere, mächtigere der beiden Humuszonen mit der Göttweiger Leimzone (Riß-Würm) verglichen werden; die obere mag einer Schwankung innerhalb der Würmeiszeit entsprechen.

Die tiefste Leimzone ist von ganz anderem Aussehen als die darüber liegenden. Sie besteht aus dunkelrotem, bis zu 3 m mächtigem Lehm, der massenhaft kleine Kalkkonkretionen führt. An seiner Basis liegt ebenfalls ein konkretionärer Horizont. An einer Stelle ist eine Bodenrutschung (Bodenfließen) sichtbar, die erst nach der Bildung des auflagernden Lößes (*l*₂) entstand (Teilprofil 1).

Bei einer bodenkundlichen Deutung dieses Horizontes ist vor Augen zu halten, daß die Unterschiede dieser drei Leimen-, bzw. Humuszonen rein klimatisch bedingt sind, da sie ja aus demselben Ausgangsstoff entstanden sind. Die Roterde im Löß deutet auf ein warmes, mäßig feuchtes Klima; letzteres deshalb, weil der Kalkgehalt zwar zu Konkretionen verdichtet, aber nur zum Teil in die Tiefe abgeführt wurde. Stratigraphische Lage und Mächtigkeit rechtfertigt es, die Roterde in die langdauernde, warme Mindel-Riß-Zwischeneiszeit zu verweisen.

Es kommt dieser Roterde somit eine ähnliche Stellung zu wie dem Ferretto der Südalpen, einem überaus mächtigen Roterde-Verwitterungshorizont der aus Kalken bestehenden Mindelmoränen. Gleichhalt ist ferner die Verwitterung der nordalpinen Deckenschotter

zu Rotkies (Penck und Brückner). Freilich hat E. Blanck (1) nachgewiesen, daß sich eine dem Ferretto gleichende Roterde auch heute noch bildet, jedoch nur, wenn der Untergrund aus Kalk besteht und geringe Humusbildung stattfindet. Nördlich der Alpen hingegen findet heute keine echte Roterdebildung statt; unter diesen Umständen darf die Roterde des Laaerberges als ein einwandfreies Klimazeugnis gewertet werden.

Die Roterde nimmt ebenso wie die obigen begrabenen Böden hangaufwärts an Mächtigkeit ab, ebenso der liegende Löß. Von der Stelle an, wo sie ganz ausläßt, ist der darunter befindliche Laaerbergschotter stark verwittert und rotbraun gefärbt. Die Kalk- und Sandsteingerölle sind stark zersetzt, weiters ist hier ein rotbraunes, toniges Bindemittel vorhanden. Diese seit langem bekannte Zersetzung (9) ist nach dem, was über den roten Lehm gesagt worden ist, ebenfalls in der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit entstanden.

In dem Durchlaß, durch den man auf die nächsttiefere Abbaufäche der Ziegelei kommt, ist eine diluviale Verwerfung erschlossen, die eine Sprunghöhe von etwa 3 m erreicht und Nord—Süd streicht. In scharfer Linie grenzt hier der rote Lehm an den mit Schotter durchsetzten Löß aus seinem Hangenden. Bis in 1 m Entfernung von der Störungsfläche wurden die Schichten geschleppt. In der Nähe ist eine weitere Störung kenntlich. Diese jugendlichen Bewegungen sind der Ausklang einer lebhaften Bruchbildung, welche den Bau des Wiener Beckens bestimmend beeinflusst hat und bei den Schürfungen auf Erdöl besondere Beachtung findet. Sie ist im wesentlichen unterpliozänen Alters und hat die Laaerbergschotter nur mehr in untergeordnetem Ausmaß ergriffen. Für die Fortdauer der Bewegungen ist der erwähnte Bruch das einzige, unmittelbar aufgeschlossene Beispiel.¹⁾ Er läuft gleich mit dem Leopoldsdorfer Bruch, der in einer Entfernung von etwa 1 km vorbeizieht und unterpannonischen Tegel um rund 500 m gegen die Paludinensande verwirft (8). Letztere gehören dem obersten Pannon an (2).

Schrifttum.

1. Blanck E.: Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse einer bodenkundlichen Studienreise im Gebiet der südlichen Etschbucht und des Gardasees. — Chemie der Erde 2, Jena 1926.

2. Friedl K.: Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. — Mitt. geol. Gesellschaft Wien 14, 1931.

3. Götzinger G.: Zur Gliederung des Lößes. Leimen- und Humuszonen im Viertel unter dem Manhartsberge (mit 2 Abb.). — Verh. geol. Bundesanst. 1935.

4. Hassinger H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Penck's Geogr. Abh., 8, H. 3, 1905.

5. Kümel F.: Der Löß des Laaerberges bei Wien (mit 4 Abb.). — Verh. geol. Bundesanst., Wien 1935.

6. Münichsdorfer F.: Der Löß als Bodenbildung. — Geol. Rundsch. 17, Berlin 1926.

¹⁾ Auf Grund von Bohrerergebnissen hat J. Stiny eine größere Zahl von jugendlichen Krustenbewegungen im Wiener Becken erkannt (11).

7. Penck A.: Die Ursachen der Eiszeit. — S.-B. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., Berlin 1928.
8. Petraschek W.: Der geologische Bau des Wiener Beckens. — Berg- u. hüttenmänn. Jb. **69/70**, Wien 1921/22.
9. Schaffer F. X.: Geologischer Führer für Exkursionen im inneralpinen Becken der nächsten Umgebung von Wien. — Berlin 1907.
10. Schlesinger G.: Ein neuerlicher Fund von *Elephas planifrons* Falc. in Niederösterreich. — Jb. Geol. Reichsanst. **64**, Wien 1913.
11. Stiny J.: Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. — Jb. geolog. Bundesanst. **82**, 1932.
12. Winkler A.: Neue Probleme der Tertiärgeologie im inneralpinen Wiener Becken. Centralbl. Mineral. Geol. Paläontol. B, Stuttgart 1928.

Die Drachenhöhle bei Mixnitz in Steiermark.

Mit 6 Abbildungen.

Von Georg Kyrle und Kurt Ehrenberg.

Spezialkarte: Zone 16, Kolonne XIII (5055).

Topographisches.

Der Ort Mixnitz (450 *m*), von dem aus man am leichtesten zum Eingang der Drachenhöhle gelangt, liegt im Murtal, 40 *km* nördlich von Graz und ist sowohl mit der Bahn als auch mit dem Auto leicht erreichbar. Zum Höhleneingang, der in der Westflanke des Rötelsteines in 950 *m* Höhe liegt und der vom Tal aus gut zu sehen ist, führt über das Gehöft Weizenthaler und das sogenannte „Lusthaus“ (ausgezeichneter Blick auf das Murtal und die gegenüberliegenden Berge, insbesondere auf den Schiffall, in welchem Entsprechungen der Drachenhöhle liegen) ein guter Almweg; zuletzt geht es durch eine steile, aber nicht exponierte Rinne auf Treppen und Leitern in insgesamt etwa 1½ Stunden zur Höhle. Der Zugangsweg ist auch für touristisch nicht geübte Besucher benützlich. Starkes Schuhwerk, womöglich genagelt, ist aber notwendig.

Die Drachenhöhle, im Devonkalk gelegen, ist auf eine Länge von etwa 550 *m* verfolgbar und stellt den Rest eines ehemals großen, von Osten kommenden unterirdischen Flußsystemes (Drachenhöhlenflußsystem) altmiozänen Alters dar. Den Verlauf der Höhle zeigt Fig. 3.

Vom Höhleneingang führt eine breite und hohe Höhlenstrecke zum 1. Versturz, dann eine ähnliche, ursprünglich vielfach bis zur Decke mit Sedimenten erfüllte Strecke über die Mittelhalle zum 2. Versturz. Hier zweigt nach Norden das enge Windstollensystem ab. Nach Osten geht es in eine geräumige Halle, deren Ende der riesige 3. Versturz bildet. Im Südostende dieses Teiles zweigt der Ostergang ab, der das befahrbare Ende der Höhle darstellt.

Die Verstürze, deren Bildung wenigstens für ihre Basen in das Obermiozän oder Pliozän fallen dürfte, haben die Abtragung der Sedimente besonders im Feld 2 und 3 verhindert. Infolge ihres Phosphatgehaltes (durchschnittlich 13% P_2O_5) wurden in den Jahren 1920—1923 die Sedimente für Phosphatdünger abgebaut und insgesamt 24.000 *t* gefördert, wodurch in der Hauptsache die ganze für Düngungszwecke verwendbare Lagerstätte gewonnen

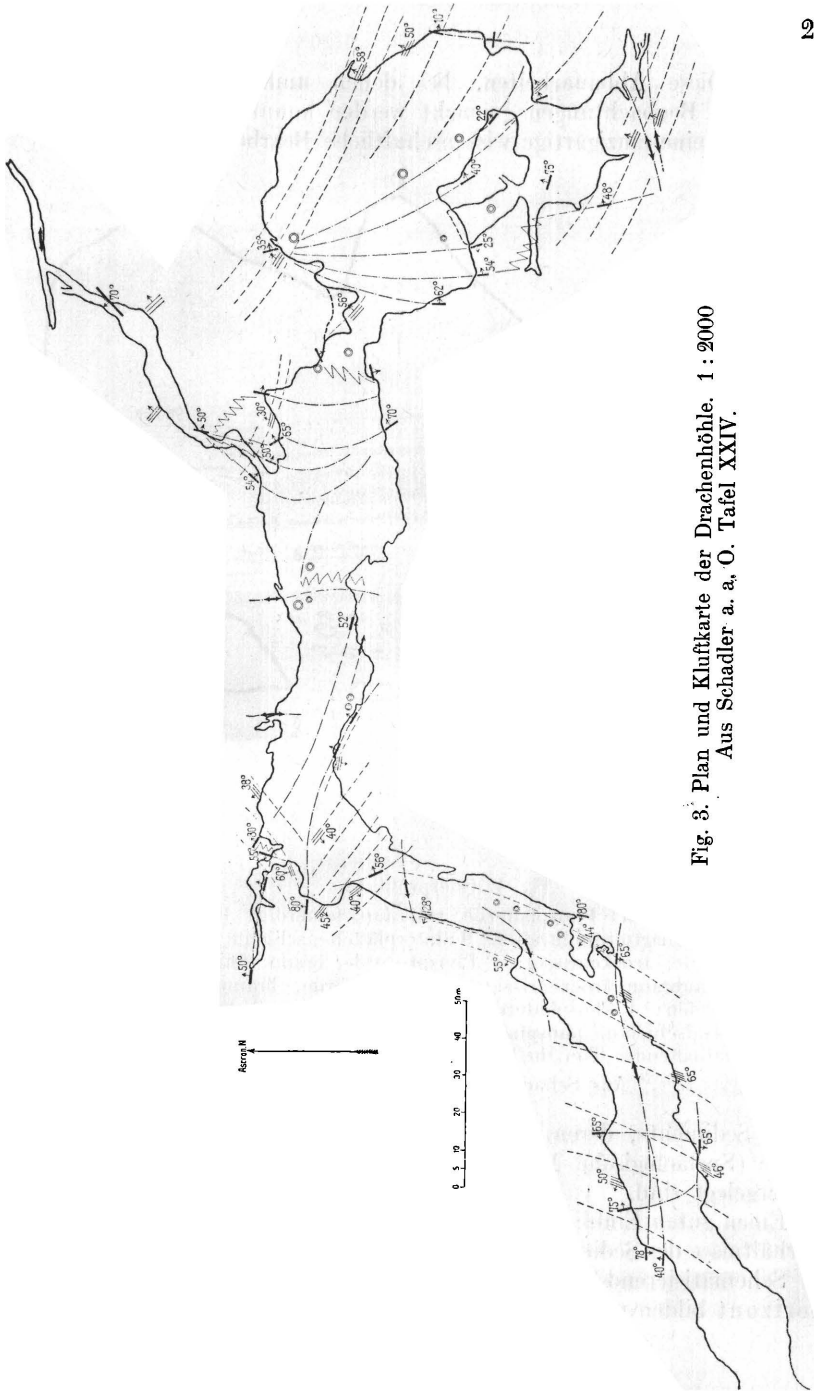


Fig. 3. Plan und Klufkarte der Drachenhöhle. 1 : 2000
 Aus Schädler a. a. O. Tafel XXIV.

wurde. Diese Abbauarbeiten, bei denen umfangreiche wissenschaftliche Beobachtungen gemacht werden konnten, ermöglichten u. a. auch eine einzigartige wissenschaftliche Bearbeitung der quar-

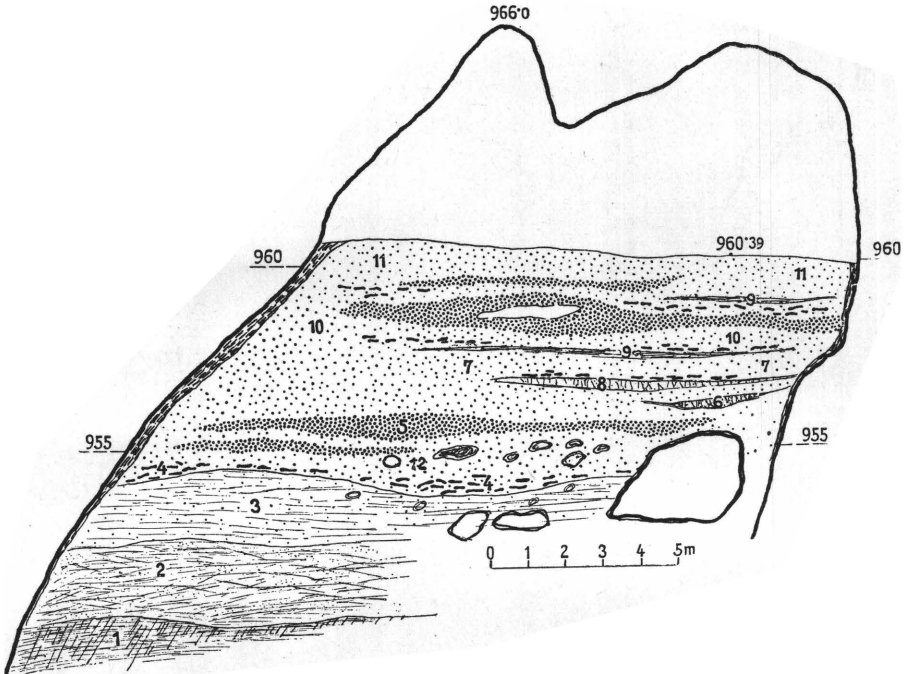


Fig. 4. Querprofil 12.

12 Murmeltierbau; 11 Phosphaterde, rotbraun, feinerdig; 10 Phosphaterde, rotbraun mit Scharizeritinfiltation; 9 Sinterplättchenschichte in 2 Horizonten; 8 Phosphaterde, trockenrissig; 7 Phosphaterde, braun, feinerdig; 6 Phosphaterde, graubraun, trockenrissig; 5 Phosphaterde, braun, feinerdig, mit 2 Huminstreifen; 4 Phosphaterde, braun, feinerdig mit basaler Knochenlage; 3 Basalschichte, phosphathaltender Ton, hellgrau; 2 Basalschichte, phosphathaltender Ton, hellgrau, sandig; 1 Lehm, grau, starksandig.

Aus Schadler a. a. O. Tafel XXXIII.

tären Sedimente, deren Ergebnisse in der Monographie über die Höhle (Speläologische Monographien, Band VII—IX, Wien 1931) niedergelegt sind.

Einen guten Einblick in den Aufbau und in die stratigraphischen Verhältnisse der Sedimente gibt als Beispiel das Querprofil 12 (Fig. 4).

Schematisierend kann man sagen: Den tiefsten Ablagerungshorizont bilden meist phosphatfreie, schotterige und tong-sandige

Schichten, die noch zur Zeit der Wasseraktivität der Höhle eingeschwemmt wurden. Ihre Zeitzuteilung ist unsicher. Spätestens wurden sie im Frühquartär abgelagert.

Darauf folgt die Basalschichte. Sie besteht aus phosphathaltigen, lehmigen und sandigen Lagen mit Knochenbreccien durchschossen, stellenweise sind auch Quarzitzerölle beigemischt. Sie gehören sicher dem Quartär an und entstanden durch lokale Zusammenschwemmungen in der Höhle.

Nun folgt die mächtig entwickelte eigentliche Phosphaterdenschichte mit massenhaften Einschlüssen von *Ursus spelaeus*-Knochen. Ihr P_2O_5 -Gehalt rührt von den Reststoffen der Höhlenbären und vom Fledermausguano her, weshalb sie auch Chiropteritschichten genannt werden. Über den Sedimentations- und Phosphatisierungsvorgang in ihnen konnten sehr eingehende und grundlegende Studien angestellt werden. Die Schichten haben keinerlei späteren Wassertransport von nennenswertem Umfange mitgemacht. Ihre Bildungszeit reicht vom absteigenden Aste des Rißglaziales bis zum Erlöschen der Höhlenbären. In diesen Chiropteritschichten liegen auch die für die zeitliche Gliederung sehr wichtigen Sinterplättchenschichten, die auf weite Strecken hin die Lagerstätte durchziehen und die Höhlenbärenjägerstation.

G. K.

Paläontologisches.

Vorkommen und Erhaltungszustand der Fossilreste.

Der Fossilbestand, dessen Bearbeitung zum Teil zu einzigartigen Ergebnissen geführt hat, entstammt ausschließlich den phosphathaltigen Ablagerungen. Zähne und Knochen waren in diesen keineswegs gleichmäßig verteilt; stellenweisen Anhäufungen, in den basalen Lagen besonders durch Verfrachtung mit Frachtsonderung (z. B. Höhlenbären-Eckzahnanhäufungen), in den höheren vorwiegend durch biologische Faktoren (Wurfplätze von Bärinnen, Eulengewölle, ? Knochenanhäufung im sogenannten Abelgang (Fig. 5), standen weite Teile mit spärlicher bis mangelnder Fossilführung gegenüber. Nicht minder wechselnd wie das Vorkommen war auch die Erhaltung der Fossilien (Verfärbungen, Sinterkrustenbildung, chemische Zerstörung), welche Zusammenhänge mit dem Festigkeitsgrad der Knochen, mit den in den einzelnen Schichtlagen wechselnden Umsetzungsvorgängen wie mit dem ebenfalls schwankenden Feuchtigkeitsgehalt erkennen ließ.

Der Höhlenbär. Dieser war bei weitem das überwiegende Faunenelement; es wurden etwa 170.000 kg Knochen desselben im Laufe der Grabungen zutage gefördert, wovon schätzungs-

weise 4000 *kg* für eine genauere wissenschaftliche Untersuchung geeignet waren. Die Bearbeitung dieses reichen und unter sorgfältiger Verzeichnung der Fundstellen und Fundverhältnisse geborgenen Materiales zeitigte eine Reihe von morphologischen, biologischen, onto- und phylogenetischen sowie paläo-klimatisch-stratigraphischen Ergebnissen, von welchen hier nur die wichtigsten in Kürze angeführt werden können.

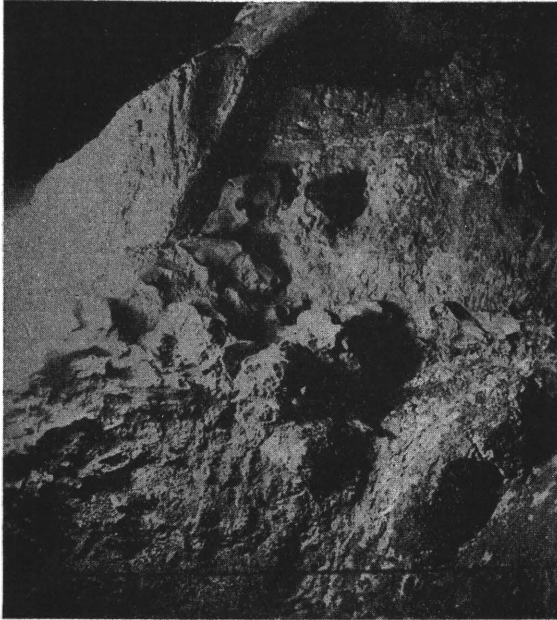


Fig. 5. Knochenanhäufung im „Abelgang“. Aus K. Ehrenberg a. o. O. (Taf. XLVI, Fig. 1). Verkleinert.

Der Mixnitzer Höhlenbär (Fig. 6) erreichte zu seiner Blütezeit (s. u.) ganz beträchtliche Ausmaße. Er war da gut um ein Drittel größer als sein Vetter, der Braunbär, und vor allem merklich plumper im vorderen Körperabschnitt, während z. B. Beckenbreite und Unterschenkellänge kaum über Braunbärenmaße hinausgingen. Seiner Nahrung nach war er kein Raubtier, auch kein Allesfresser, sondern er ist von dieser Ernährungsart seiner Vorfahren zu einer vorwiegend herbivoren Diät übergegangen. Der Bau des Schädels auf Druck und Zugbeanspruchung, die Mechanik des Kiefergelenkes, die Vergrößerung und Komplikation der Kauflächen wie die tiefe

Abkauung der Zähne beweisen dies auf das deutlichste. Die bald klein-, bald großhöckerigen, bald auch leistenförmigen Kauflächen erscheinen als verschiedenartige Umbildungsversuche des Raub-



Fig. 6. Plastische Rekonstruktion des Mixnitzer Höhlenbären (Stadium der Vollentwicklung). Aus O. Abel a. a. O. (Taf. CC).

tierzahnes in einen Pflanzenfresserzahn, Versuche, die, wie die starke Abnützung der Zähne zeigt, deren Widerstandskraft nicht entsprechend erhöht haben. Die Nahrung kann demnach nicht bloß aus weichen, sie muß vielmehr auch aus harten Pflanzen und Pflanzenteilen bestanden haben. Der Nachweis von Aktinomykose, deren Erreger, ein Strahlenpilz, besonders auf Gramineen vor-

kommt, gibt hiefür einen weiteren Hinweis; manche früher als artifiziell gedeutete Zahn-Schliffe scheinen ebenfalls dieser Grasnahrung ihre Entstehung zu verdanken. Außer der Aktinomykose konnte noch eine auffallend große Zahl weiterer Erkrankungen festgestellt werden (Alveolarabszesse und Osteomyelitiden, Alveolarpyorrhoe, Zahn- und Kieferbrüche, Periostitis und Myositis, Gelenkerkrankungen, Rhachitis u. a.); auch mancherlei Mißbildungen (Zahnkeimverlagerungen, überzählige Zahnkeime, Plagiocephalie) waren zu beobachten. Die Überlieferung zahlreicher Jungtierreste, von Embryonen und Neonaten angefangen, ließ den Verlauf der Ontogenese (Gebißentwicklung, Zahnwechsel, Auftreten sekundärer Geschlechtsmerkmale, Wachstumstempo usw.) verfolgen, wobei wieder vielfach eine sehr beträchtliche Schwankungsbreite zu erkennen war. Die Größe bei der Geburt war unverhältnismäßig gering, die Zahl der Jungen eines Wurfes kleiner als beim Braunbären, die Fortpflanzungszeit hingegen vermutlich länger. Kurz vor Vollendung des ersten Lebensjahres war das Gebiß kaum funktionstüchtig, womit die zahlreichen Krankheitsfälle gerade einjähriger Tiere und der häufige Tod gerade in diesem Alter zusammenhängen dürften. Die Verfolgung der Ontogenese hat diese in manchen Belangen als ausgesprochene Rekapitulationsentwicklung erwiesen und Veranlassung gegeben, das bekannte biogenetische Grundgesetz mit dem biologischen Trägheitsgesetz in Beziehung zu bringen. Neben Knochen und Zähnen sind auch Fährten und Schliffe überliefert worden. Ihr genaues Studium hat vor allem den „Wechsel“ der Höhlenbären in der Höhle feststellen und noch andere Einzelheiten ihrer Lebensgewohnheiten ermitteln lassen. Die an diesem Bärenbestand besonders auffallenden Eigenschaften: eine ganz ungewöhnlich große Variabilität, die beträchtliche Zahl verschiedenster, u. zw. auch konstitutioneller Krankheiten, die Mißbildungen, die hohe Jugendsterblichkeit und die anscheinend geringe Geburtsziffer sowie einige andere noch zu nennende haben ihre Parallele bei Haustieren; man kann sie als Domestikations-, aber auch als Degenerationserscheinungen bewerten. Sie waren beim Mixnitzer Höhlenbären nicht zu allen Zeiten in gleicher Weise ausgeprägt. Ihre Verfolgung in vertikaler Richtung durch die einzelnen Schichtlagen hindurch hat vielmehr folgendes Bild ergeben:

Der Höhlenbär der basalen Schichtlagen war durch eine Reihe von primitiven Zügen gekennzeichnet. Er ähnelte stark dem alt-diluvialen *Ursus deningeri* aus den Mosbacher Sanden. Das Verhältnis männlicher und weiblicher Tiere, besonders an der Gestalt der Eckzähne feststellbar, betrug ungefähr 1:1. Erst in den folgenden mittleren Schichtlagen erschien der typische Höhlenbär

und da begann sich bald eine immer mehr und mehr zunehmende Variabilität bemerkbar zu machen, die vor allem in den wechselnden Schädelformen klar zum Ausdruck kommt, wo ausgesprochene bis extreme Mops- und Bulldoggtypen, aber auch Schäferhunden und Doggen vergleichbare unterschieden werden konnten. Die gleiche Erscheinung zeigte auch die genaue Analyse der Backenzähne aus der nur wenig mächtigen und binnen einer geologisch ganz kurzen Zeit entstandenen „Kulturschichte“, ebenso die schwankenden Ausmaße und Umrißformen der Gliedmaßenknochen usw. Mit dieser Zunahme der Variabilität, der zufolge nicht zwei Schädel, nicht zwei letzte Molaren usw. untereinander völlig übereinstimmten, gingen aber noch weitere Erscheinungen parallel. Die Parität der Geschlechter verschob sich anscheinend zugunsten der Männchen auf 2:1, ja auf 3:1 und es traten immer mehr und mehr die erwähnten, vielfach nicht auf Verletzungen od. dgl. zurückführbaren Erkrankungen sowie mancherlei Mißbildungen auf. In den obersten fossilführenden Schichtlagen endlich herrschten ausgesprochene Zwergformen vor.

So konnte denn — und hierin liegt wohl die hauptsächlichste und besondere Bedeutung dieser Funde — die Geschichte einer Art an einer Fundstelle, und nach der ganzen Sachlage wohl auch einer mehr oder weniger einheitlichen, durch Zuwanderung kaum nennenswert beeinflussten Population, von ihrem Hervorgehen aus der unmittelbaren Vorform bis zu ihrem Erlöschen in einzigartiger Vollständigkeit verfolgt werden. Der aufsteigende Ast dieser Entwicklung begann in einer kalten und endete in einer warmen Phase, der absteigende nahm hier seinen Anfang und fand in der folgenden Kaltzeit seinen Abschluß. Der besonders während der Kaltzeit nach verschiedenen Anzeichen lange Winterschlaf, d. h. ununterbrochene Aufenthalt in der zwar nicht kalten, aber feuchten und lichtarmen Höhle, mag vielleicht eine gewisse Schwächung der Widerstandskraft ausgelöst haben; in der folgenden Warmzeit, als bei den günstigeren, durch den Mangel an gefährlichen Feinden optimalen Lebensbedingungen die natürlichen Auslesefaktoren kränklicher Individuen fehlten, als bei dem Überhandnehmen männlicher Tiere auch schwächliche, kränkliche Weibchen zur Fortpflanzung gelangten, setzte allmählich eine Entartung ein; und als dann neuerlich eine Kaltzeit kam, war die Konstitution schon so sehr geschwächt, der ganze Stamm durch minderwertige Anlagen so sehr verseucht, daß der wieder härtere Daseinskampf diesem, vielleicht auch durch das Mißverhältnis zwischen Bau und Beanspruchung des Gebisses (s. oben) beeinflussten Niedergang nicht mehr Einhalt gebieten konnte, sondern ihn im Gegenteil noch beschleunigt hat.

Die Begleitfauna: Gegenüber den Höhlenbärenresten treten jene anderer Faunenelemente an Zahl stark zurück, was die Bezeichnung „Begleitfauna“ durchaus gerechtfertigt erscheinen läßt. Wir gliedern sie zweckmäßig in folgende Gruppen:

1. Großsäugetiere, pleistozäne: *Felis spelea*, *Lupus lupus*, *Gulo europaeus*, *Ibex aff. alpinus*, *Sus scrofa?*, *Bos primigenius*; wahrscheinlich pleistozän: *Capreolus capreolus*, *Ibex alpinus*, *Martes martes*, *Rupicapra rupicapra*, *Ursus arctos*; postpleistozän: *Canis familiaris*, *Capra hircus*, *Ovis aries*, *Rupicapra rupicapra*, *Ursus arctos*.

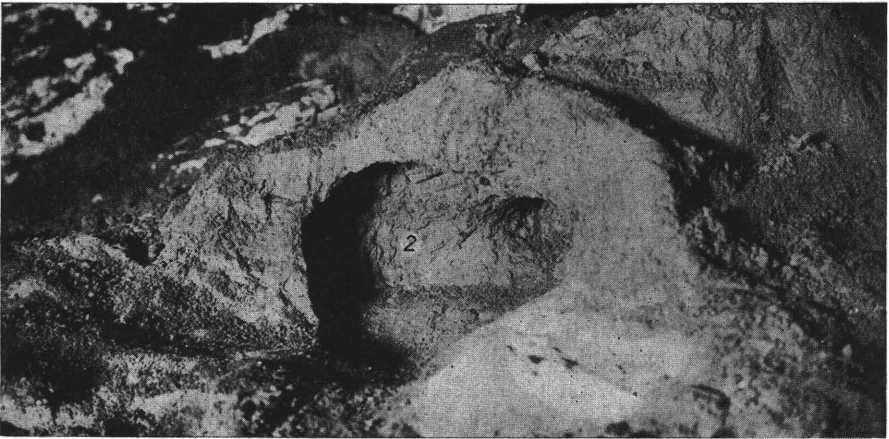


Fig. 7. Kessel eines Murmeltierbaues in der Höhle. Aus Bachofen-Echt, a. a. O. (Taf. CXLV, Fig. 1). 1 = Fels, 2 = Kessel. Zirka $\frac{1}{20}$ n. Gr.

2. Das eiszeitliche Murmeltier.

3. Die vornehmlich aus Eulengewöllen herrührenden diluvialen und rezenten Kleinsäugerreste. Rezent: *Sorex araneus*, *S. minutus*, *Crocidura mimula*, *C. russula*, *Rhinolophus hipposideros*, *Myotis mystacinus*, *M. myotis*, *Pipistrellus pipistrellus*, *Eptesicus serotinus*, *E. nilssonii*, *Nyctalus noctula*, *N. leisleri?*, *Plecotus auritus*, *Lepus europaeus?*, *Dryomys nitedula*, *Glis glis*, *Evotomys glareolus*, *Microtus arvalis*, *Arvicola scherman*, *Apodemus sylvaticus*, *Rattus rattus*, *Mus musculus*; diluvial: *Sorex minutus*, *Talpa europaea*, *Myotis mystacinus*, *M. nattereri*, *M. bechsteini*, *M. mixnitzensis n. sp.*, *Eptesicus nilssonii*, *Plecotus abeli n. sp.*, *Barbastella schadleri n. sp.*, *Glis glis*, *Evotomys glareolus*, *Microtus nivalis*, *Pitymys? spec.?*, *Apodemus sylvaticus*.

4. Vogelreste, pleistozän: *Accipiter nisus*, *Pyrrhocorax alpinus*, *Colaeus monedula*, *Pica caudata*, *Garrulus glandarius*, *Nucifraga caryocatactes*, *Monticola saxatilis*, *Parus coeruleus*, *Lanius sp.*, *Dendrocopos leucotus*; subfossil, bezw. rezent: *Strix aluco*, *Dryocopus martius*, *Nyctala tengmalmi*, *Pyrrhula pyrrhula major*, *Turdus sp.*

Trotz ihrer relativen Spärlichkeit sind diese Reste in mehrfacher Richtung von Bedeutung. Systematisch-faunistisch ist der Nach-

weis von drei neuen Chiropteren bemerkenswert, faunistisch-klimatisch der ausgesprochene Wald- bis Berglandscharakter der Großsäuger (mit Ausnahme vielleicht von *Felis spelea*) wie der Avifauna. Die fossile Kleinsäugerfauna aber, wie die rezente, zumeist in Form von Eulengewöllen überliefert, hat durch ihre vertikale Gliederung erst die Feststellung zweier durch eine Warmzeit getrennter Kälteperioden ermöglicht und damit zur Klärung der stratigraphischen Verhältnisse in entscheidender Weise beigetragen. Das Murmeltier

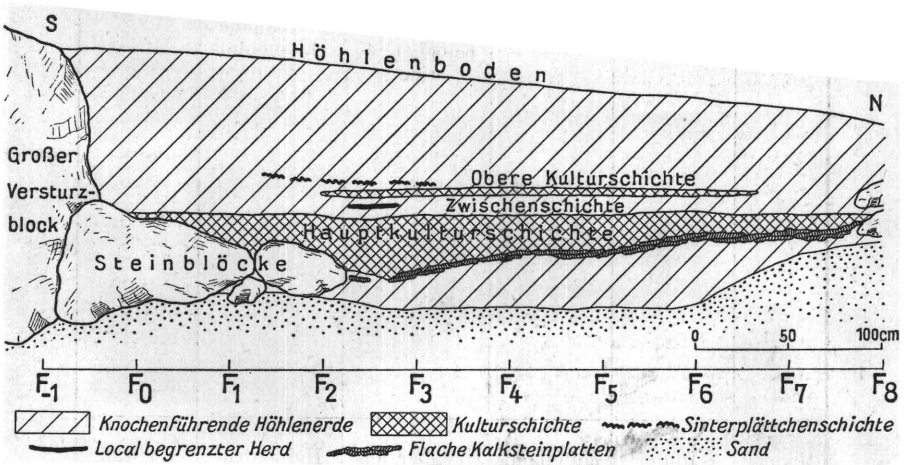


Fig. 8. Süd-Nord-Profil der Höhlenbärenjägerstation. Aus Kyrle a. a. O. S. 808, Fig. 50.

endlich darf vor allem in biologischer Beziehung Interesse beanspruchen. Neben spärlichen, nach O. v. Wettstein von *Marmota marmota* nicht zu unterscheidenden Knochenresten hat es eine ganze Anzahl von Bauen mit Röhren und Kesseln hinterlassen (Fig. 7), an deren Wandungen oft noch die Eindrücke der Krallen und Nagezähne sichtbar waren. Die Baue waren vom Typus der Sommerbaue von *Arctomys boback* und lassen die Bezeichnung „*Arctomys primigenius*“ für richtiger erscheinen. Vor dem Eingang eines dieser Baue fanden sich eigenartige tiaraförmige Tongebilde, die als Murmeltierlosung zu betrachten sind.

K. E.

Höhlenbärenjägerstation. Am Westfuß des 2. Versturzes wurde im Chiropterit etwa 0,5 m über den basalen Sandlagen eine Höhlenbärenjägerstation aufgedeckt. Ihre Lage ist bedingt durch die wenige Meter von ihr entfernt liegende, im

Versuch einer Gliederung

Stufe von	Entwicklung	Höhenlage	Artefakte	Fauna	Tieropfer
Vättis	Entstehung	Hochlandstationen über 1500 m	Schaber aus Kalk und Quarzit; einfache Knochengewe- räte	Höhlenbär führend; ver- einzelte arktoalpine Elemente	nach- gewiesen
Mixnitz	Blüte	Mittellandstationen 500-1500 m	Schaber aus Quarzit in Scheibenschlagtechnik; Klingen spärlich; Flint dürftig; einfache Knochengewe- räte („Knöpfe“)	Höhlenbär führend; arktoalpine Elemente an- fänglich spär- lich, später häufiger	sehr wahr- scheinlich
Treis	Ende und Erlöschen	Tieflandstationen unter 500 m	Schaber aus Quarzit wie in Stufe von Mixnitz; Klingen häufig; einfache Knochengewe- räte	Höhlenbär im Ver- schwinden, in Treis nicht angetroffen; arktoalpine Elemente stark ver- treten	nicht nach- gewiesen

des alpinen Paläolithikums.

Klima in der Umgebung des Höhleneinganges		Stellung im System Penck-Brückner	Stationen und Seehöhen	Äquivalent der nördlichen Industrien
zur Zeit der Ablagerung	heute			
gemäßigtes Waldklima	hochalpin, über oder an der Schneegrenze	Optimum des Riß-Würm-Interglaziales	Vättis, 2445 <i>m</i> (Schweiz) Schreiberwand, 2200 <i>m</i> (Oberösterreich) Totengebirge (hauptsächlich im Warscheneckgebiet), um 2000 <i>m</i> (Oberösterreich) Potočnikhöhle, 1700 <i>m</i> (Jugoslawien) Wildenmannsloch, 1628 <i>m</i> (Schweiz) Wildkirchli, um 1500 <i>m</i> (Schweiz)	Prämoustérien (warm)
gemäßigtes Waldklima	gemäßigtes Waldklima	Gegen das Ende des Riß-Würm-Interglaziales	Mixnitz, um 1000 <i>m</i> (Steiermark) Steigelfadbalm, 960 <i>m</i> (Schweiz) Cotencher, 659 <i>m</i> (Schweiz) Velden, um 600 <i>m</i> (Bayern)	Acheuléen
hochalpin	gemäßigtes Waldklima	Vor und im Maximum des Würmglaziales	Merkenstein, um 440 <i>m</i> (Niederösterreich) Winden, um 200 <i>m</i> (Burgenland) Treis, um 200 <i>m</i> (Oberhessen)	Moustérien und Übergang zum Aurignacien

Verkarstungsgebiete des Rötelsteines auf viele Quadratmeter hin einzige Wasserstelle und durch den Höhlenbärenzwangswechsel, der — wie aus den Schliften zu ersehen ist — längs des Nordfußes des 2. Versturzes ging. Die Höhlenbären haben zweifellos die genannte Quelle auch als Tränke benützt. Das Profil der Station (Fig. 8) zeigt den Verlauf derselben. Der Boden der Hauptschichte hat eine Pflasterung aus Kalksteinplatten, die wegen der morastigen Beschaffenheit des Untergrundes notwendig war, darauf folgt die starke Hauptkulturschichte, dann eine Zwischenschichte, darüber noch eine schwache obere Kulturschichte und ganz knapp auf derselben die bereits genannte Sinterplättchenschichte, die bald nach dem endgültigen Verlassen der Station entstanden sein muß.

Die Steinartefakte bestehen fast ausschließlich aus Quarzit, sind in Scheibenschlagtechnik hergestellt und umfassen im wesentlichen Schabertypen. Knochenartefakte sind sehr spärlich. Die Mahlzeitüberreste deuten darauf hin, daß hauptsächlich junge Höhlenbären gejagt und verspeist wurden und die Kohlenreste sprechen für ein etwas milderer Klima als heute. Die Station gehört der protolithischen Knochenkultur und in ihr der Sonderfazies des alpinen Paläolithikums an. Die vorstehende Tabelle zeigt die Gliederung dieser altpaläolithischen Phase und die Stellung von Mixnitz im System.

Zusammenfassung.

Bezüglich der quartären Ablagerungen läßt sich aus den geologischen, paläontologischen und kulturhistorischen Ergebnissen sagen, daß sie, von den Basalschichten abgesehen, durchwegs spätquartär sind und einem Zeitraum von dem letzten Teil des Rib-Glaziales bis zum Aussterben des Höhlenbären, das am Beginne des Würm-Glaziales erfolgt ist, angehören. Durch die Sinterplättchenschichte, deren genaue zeitliche Erfassung durch die Paläolithstation möglich ist, läßt sich die Lagerstätte in Schichten, die vor dem Ende des Rib-Würm-Interglaziales liegen, und solche, die später sind, abgliedern.

G. K.

Wichtigste Literatur.

Abel O. und Kyrle G., Die Drachenhöhle bei Mixnitz, Speläologische Monographien, Band VII—IX, Wien 1931, enthält folgende Einzelarbeiten:

Abel O., Geschichte der Drachenhöhle, S. 81—97.

Abel O., Die Degeneration des Höhlenbären von Mixnitz und deren wahrscheinliche Ursachen, ebenda, S. 719—744.

Abel O., Das Lebensbild der eiszeitlichen Tierwelt der Drachenhöhle bei Mixnitz, ebenda, S. 885—920.

Antonius O., Bericht über die Untersuchung der Höhlenbärenschädel, ebenda, S. 329—331.

Bachofen-Echt A., Beobachtungen über die Entwicklung und Abnutzung der Eckzähne bei *Ursus spelaeus* und seiner Urform, ebenda S. 574—580.

Bachofen-Echt A., Fährten und andere Lebensspuren, ebenda, S. 711 bis 718.

Bachofen-Echt A., Die Baue des *Arctomys primigenius*, ebenda, S. 763 bis 768.

Bachofen-Echt A., Verwendung der Höhlenbärenzähne durch den Menschen, ebenda, S. 867—869.

Breuer R., Zur Anatomie, Pathologie und Histologie der Zähne und der Kiefer von *Ursus spelaeus*, ebenda, S. 581—610.

Breuer R., Pathologisch-anatomische Befunde am Skelette des Höhlenbären, ebenda, S. 611—623.

Dafert O., Entres K., Weitere Beiträge zur Kenntnis des Höhlendüngers, ebenda, S. 281—286.

Dafert O., Höfingcr J., Untersuchungen über die Löslichkeit der Phosphorsäure im Mixnitzer Höhlendünger, ebenda, S. 276—280.

Dexler H., Über Hirnschädelausgüsse von *Ursus spelaeus*, ebenda, S. 498 bis 536.

Ehrenberg K., Vorkommen, Bergung und Konservierung der Fossilreste, ebenda, S. 295—325.

Ehrenberg K., Die Variabilität der Backenzähne beim Höhlenbären, ebenda, S. 537—573.

Ehrenberg K., Über die ontogenetische Entwicklung des Höhlenbären, ebenda, S. 624—710.

Ehrenberg K., Die Knochenreste in der Kulturschichte, ebenda, S. 863 bis 866.

Götzinger G., Das Drachenhöhlenflußsystem und dessen Alter. (Paläomorphologische Untersuchungen im mittelsteirischen Bergland.) Ebenda, S. 109—132.

Hay A., Die stereophotogrammetrische Aufnahme des Rötelsteingebietes, ebenda, S. 133.

Hofmann E., Die Pflanzenreste aus der Kultur- und Sinterplättchenschichte, ebenda, S. 870—882.

Klebel E., Alte Inschriften und Wappen, ebenda, S. 98—105.

Kyrle G., Jungstein- und metallzeitliche Funde, ebenda, S. 797—803.

Kyrle G., Die Höhlenbärenjägerstation, ebenda, S. 804—862.

Lambrecht K., Die fossile Ornithologie, ebenda, S. 790—793.

Machatschki F. Beiträge zur Kenntnis der Ablagerungen, ebenda, S. 225 bis 245.

Marchet A., Chemische Untersuchung von Phosphaterden, ebenda, S. 259 bis 263.

Marinelli W., Der Schädel des Höhlenbären, ebenda, S. 332—497.

Saar R., Geschichte und Aufbau der österreichischen Höhlendüngeraktion mit besonderer Berücksichtigung des Werkes Mixnitz, ebenda, S. 3—64.

Sickenberg O., Die Großsäugetiere der Begleitfauna, ebenda, S. 747—762.

Schadler J., Der Rötelstein und seine Durchhöhlung, ebenda, S. 134—147.

Schadler J., Topographie und Morphologie der Höhlenräume, ebenda, S. 148—149.

Schadler J., Die Ablagerungen, ebenda, S. 169—224.

Schadler J., Allgemeines über Höhlenphosphate, ebenda, S. 249—258.

Schadler J., Verteilung der Mineralisationen in der Phosphatablagerung, ebenda, S. 287—291.

- Schadler J., Armbrecht W., Brushit und Kollophan, ebenda S. 273—275.
 Schadler J., Lieb H., Scharizerit, ebenda, S. 264—272.
 Wettstein-Westersheim O., Die diluvialen Kleinsäugerreste, ebenda,
 S. 769—789.

Ferner erschienen:

- Abel O., Die erste Beschreibung der Drachenhöhle durch Carl Gustav Heraeus aus dem Jahre 1719; Spel. Jb. 10/12, Wien 1929/31.
 Breuer R., Über das Vorkommen sogenannter keilförmiger Defekte an den Zähnen von *Ursus spelaeus* und deren Bedeutung für die Paläobiologie; *Palaeobiologica*, V, Wien und Leipzig, 1933.
 Breuer R., Merkwürdige Ausschliffe und deren Entstehung an Zähnen speläoider Bären; ebenda, VI, 1934.
 Bürgl H., Zur Frage der Schädelhaltung des Höhlenbären; ebenda, V, 1933.
 Bürgl H., Morphologische und funktionelle Analyse der Wirbelsäule des Höhlenbären; ebenda, VI, 1934.
 Ehrenberg K., Der Höhlenbär; „Aus der Heimat“, 44, 3, Stuttgart 1931.
 Ehrenberg K., Das biogenetische Grundgesetz in seiner Beziehung zum biologischen Trägheitsgesetz; *Biol. General.*, VIII, 2, Wien und Leipzig, 1932.
 Ehrenberg K., Neue Beobachtungen zur Deutung der Knochenanhäufung im „Abelgang“ der Mixnitzer Drachenhöhle; *Vhdlgn. Zool.-Botan. Ges. Wien*, 83, 1933.
 Ehrenberg K., Neue Untersuchungen über das Skelett von Braunbär- und Höhlenbär-Neonaten; *Vhdlgn. Zool.-Botan. Ges. Wien* (im Druck).
 Sivers W. v., Die Struktur der Hand- und Fußwurzel des Höhlenbären von Mixnitz; *Palaeobiologica*, IV, 1931.
 Die Abbildungen sind den Speläologischen Monographien, Band VII—IX, entnommen. Die Druckstöcke wurden vom Speläologischen Institut zur Verfügung gestellt, wofür an dieser Stelle bestens gedankt sei.

Exkursion in das Lößgebiet des niederösterreichischen Weinviertels und angrenzenden Waldviertels.

Von Hermann Vettters und Gustav Götzinger.

(Mit 2 Tafeln und 4 Figuren).

Topographische Karten: Nr. 4657 (alte Bezeichn. Zone 12, Kolonne XV); Gänserndorf, Nr. 4656 (Zone 12, Kolonne XIV); Tulln, Nr. 4556 (Zone 11, Kolonne XIV); Hollabrunn, Nr. 4555 (Zone 11, Kolonne XIII); Horn der Spezialkarte 1 : 75.000.

Geologische Karten: Blätter Gänserndorf und Tulln der Geol. Spezialkarte der Umgebung von Wien. Von D. Stur 1894. Vergriffen. Für das übrige Gebiet ist nur die Geolog. Karte von Österreich 1 : 500.000 vorhanden.

Geologische Beschreibung.

Von Hermann Vettters.

Das nördlich der Donau gelegene Hügelland zwischen dem Manhartsberge und der March, welches als das niederösterreichische Weinviertel bezeichnet wird, gehört zwei verschiedenen Jungtertiärgebieten an. Das westliche Weinviertel vom Manhartsberge bis zu den Höhen des Waschberges, Michelberges, den Leiserbergen, Staatzer und Falkensteiner Bergen und den schon in Mähren gelegenen Nikolsburger Bergen liegt im außeralpinen Tertiär und bildet die Fortsetzung des Alpenvorlandes. Das östliche Weinviertel dagegen, östlich des Bisamberg-Donaubrunnbergzuges und der früher genannten Inselberge (Leiserberge bis Nikolsburger Berge), gehört zum inneralpinen oder Wiener Becken.

Dazu kommen, als drittes geologisches Element, die zwischen dem außer- und inneralpinen Tertiärbecken gelegenen Bergzüge, welche Reste des jetzt unterbrochenen, früher zusammenhängenden Alpen-Karpathen-Gebirgszuges darstellen.

Bekanntlich erfolgte der Einbruch des Wiener Beckens an der Stelle, wo der Alpen-Karpathen-Bogen aus dem generellen WSW—ONO-Streichen in die NNO-Richtung umschwenkt und in den weitausholenden Karpathenbogen übergeht, wobei zugleich die im Westen nur schmale Sandstein- oder Flyschzone rasch an Breite zunimmt. Der Beckeneinbruch unterbrach die Zone der Kalkalpen vollständig. Von der Thermenlinie — dem westlichen Bruchrande des Wiener Beckens — bis zu den Kalk- und Dolomitbergen im

nördlichen Teile der Kleinen Karpathen — wo die kalkalpine Trias wieder ansteht —, kommt kein Kalkalpengestein zutage.

Die Flyschzone dagegen wurde vom westlichen Randbruche des Wiener Beckens nicht vollständig durchschnitten. Die Fortsetzung der Thermennlinie verläuft nördlich der Donau nur wenig schräg zum generellen Gebirgsstreichen und läßt hier noch einen Streifen der Flyschzone stehen, welchen erst weiter nördlich quere Brüche abschneiden.

Diese Ausläufer des Wienerwaldflysches sind der Bisambergzug und der Rohrwaldzug. Beide sind verhältnismäßig schmal, von Brüchen begrenzt und durchsetzt. Der erstere Flyschzug, der am Bisamberg landschaftlich deutlich hervortritt, weiter nördlich im jungtertiären Hügellande (Donaubrunnberg 354 m) nur als flache bewaldete Bodenwelle erscheint, besitzt eine durchschnittliche Breite von 2 bis 3 km und teilt sich nördlich des Kreuthales in zwei von Brüchen begrenzte Ausläufer, die bei Niederkreuzstetten und nördlich von Groß-Rußbach bei Hipplles unter das Jungtertiär versinken.

Der Rohrwaldzug mit der Burg Kreuzenstein, Doblerberg, Karnabrunner Kirchberg ist noch schmaler (1 bis 1½ km) und ist bei Karnabrunn mehrmals kulissenförmig gegen Ost verschoben, bis er bei Naglern ebenfalls unter dem Jungtertiär verschwindet.

Zwischen beiden Flyschzügen liegt eine 3½ bis 5 km breite grabenartige Senke (Korneuburger Senke), welche mit mittelmiozänen (helvetischen) Sanden und Tonmergeln erfüllt ist. Trotzdem die Schichten Seichtwassercharakter besitzen, war ihre Mächtigkeit in der Leobendorfer Bohrung bei 344 m noch nicht durchsunken.

In der Gegend von Ernstbrunn vereinigt sich infolge des Untertauchens der Flyschzüge die Fortsetzung der Korneuburger Senke mit der Bucht von Kreuzstetten und dem eigentlichen Wiener Becken. Hier greifen die helvetischen Schichten bis an die noch zu besprechenden Jurakalke der Leiser Berge heran.

Die Flyschschichten sind am Bisamberge die Fortsetzung der oberkretazischen Kahlenberger Schichten. Der Flysch weiter nördlich und im Rohrwaldzuge wird den alttertiären Greifensteiner Sandsteinen gleichgestellt.

Am Außensaume des Rohrwaldzuges, am Waschberg, Michelberg und den Höhen bei Niederhollabrunn, Niederfellabrunn, Bruderndorf bis Ernstbrunn ist eine breite Zone meist heller, dünnschieferiger, fein sandiger und glimmeriger Mergel — mit nur untergeordnet eingeschalteten, dünnen Sandsteinbänken — vorgelagert. Diese Mergel haben vollständig den Charakter der Schlierschichten, welche das Alpenvorland erfüllen, sind aber älter und entsprechen dem mittleren und oberen Oligozän. Abgesehen von der (hier örtlich) helleren Farbe unterscheiden sie sich von den jüngeren Schlierschichten vor allem dadurch, daß sie noch von jungen, gebirgsbildenden Vorgängen ergriffen wurden und daher in der genannten Zone durchwegs steileres Einfallen zeigen.

Auffallend sind ferner in diesen Mergeln Zonen mit gerundeten groben, bisweilen sogar metergroßen Blöcken von Flyschsandsteinen, besonders solchen von der Beschaffenheit der harten oberkretazischen Kalksandsteine. Nicht selten sind auch kleine, wie große kristalline Gerölle.

Diese meist wohlabgerundeten Blockmassen lassen vermuten, daß die Oligozänmergel, die seinerzeit am Außenrande der neuauferichteten Flyschzone zur Ablagerung kamen, stellenweise an einem kristallinen Rücken mit Flyschüberlagerung oder Flyschhinterland abgelagert wurden.

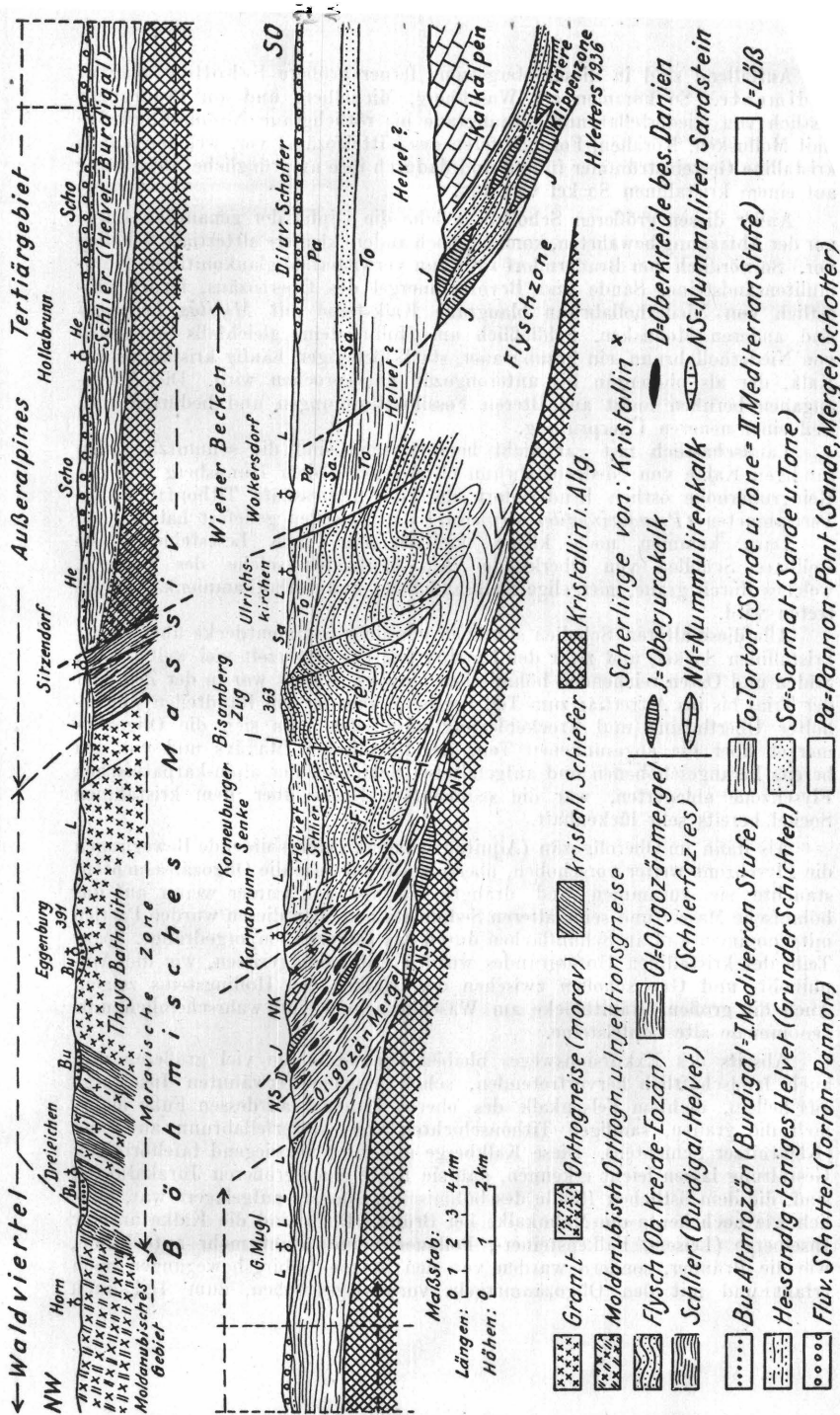


Fig. 9. Geologisches Sammelprofil durch das niederöstr. Weinviertel.

Auffallend sind in dieser Mergelzone ferner größere Schollen älterer Sedimente. So kommen am Waschberg, Michelberg und am Praunsberg (östlich von Niederfellabrunn) braungraue bis rötlichgraue Nummulitenkalke (mit Mollusken, Korallen, Foraminiferen des Mitteleozäns) vor, welche vielfach kristalline Gesteinstrümmen führen und dadurch ihre ursprüngliche Ablagerung auf einem kristallinen Sockel verraten.

Außer diesen größeren Schollen, welche die Gipfel der genannten Berge vor der Abtragung bewahrten, kommen noch andere kleinere alttertiäre Schollen vor. So nördlich von Bruderndorf rotbraun verwitternde glaukonitische Nummulitensandsteine, Sande und Bryozoenmergel des Obereozäns, ferner südöstlich von Niederhollabrunn blaugraue Kalksteine mit *Mytilus Levesquei* und anderen Mollusken. Schließlich am Hollingstein, gleichfalls südöstlich von Niederhollabrunn, ein braungrauer, stark löcheriger, häufig kristallinischer Kalk, der als obereozän bis unteroligozän angesprochen wird. Die Altersangaben beruhen meist auf älteren Fossilbestimmungen und bedürfen zum Teil einer neueren Überprüfung.

Landschaftlich fast gar nicht hervortretend sind die schmutziggrauen sandigen Kalke von Niederfellabrunn (Kellergasse), dem Hundsberg und der Reingruberhöhe östlich Bruderndorf, die eine interessante Tithoniauna mit Perisphincten (*Pseudovirgatites scruposus*) und Aucellen geliefert haben.

Dazu kommen noch kleine, vielfach nur nach Lesesteinen feststellbare Schollen von Oberkreide. Am häufigsten solche des Daniens, welches durch graue, mergelige Kalksandsteine und Lithothamnienkalke vertreten wird.

Alle diese älteren Schollen stammen von einer Sedimentdecke über einem kristallinen Sockel, und zwar den Randpartien des seinerzeit viel weiter nach Süden und Osten reichenden böhmischen Massivs. Dieses war in der Zeit von der Trias bis ins Alttertiär zum Teil Festland, aber an den Randteilen wiederholter Überflutung und Trockenlegung ausgesetzt. Als sich die Oligozänmergel über die abgesunkenen Teile des böhmischen Massivs und vor den bereits herangeschobenen und aufgefalteten Schichten der alpin-karpathischen Flyschzone ablagerten, war die sedimentäre Decke über dem kristallinen Sockel bereits sehr lückenhaft.

Als dann im Oberoligozän (Aquitän) jüngere gebirgsbildende Bewegungen die Flyschzone weiter vorschoben, überfuhr sie teilweise die Oligozänschichten, stauchte sie zusammen und drängte sie vor sich immer weiter auf das böhmische Massiv und seine älteren Sedimente her. Von diesen wurden Partien mitgenommen und an Schubflächen durch das Oligozän emporgedrängt. Sogar Teile des kristallinen Untergrundes wurden mit emporgerissen, wie die Amphibolit- und Gneisschollen zwischen den Kalken des Hollingsteins zeigen. Auch die großen Granitblöcke am Waschberggipfel sind wahrscheinlich mitgenommene alte Gipfelsteine.

Abseits des Exkursionsweges bleiben nordwärts die viel größeren und auch landschaftlich hervortretenden, schon eingangs erwähnten Inselberge aus hellem, dichtem Felsenkalk des oberen Tithons, an dessen Fuße mehrfach die grauen, sandigen Tithonschichten von Niederfellabrunn auftreten (Klentnitzer Schichten). Diese Kalkberge mit ihrer vorwiegend tafelförmigen Gestaltung lassen leicht erkennen, daß sie Reste einer größeren Jurakalktafel sind, die dem östlichen Rande des böhmischen Massivs aufgelagert war, ähnlich wie noch heute die Malmkalke bei Brünn. Doch sind die Kalke unserer Inselberge (Leiser-, Falkensteiner-, Pollauer Berge) nicht mehr autochthon, wie die Brünnner, sondern wurden von den jungen Gebirgsbewegungen noch erfaßt und mit den Oligozänmergeln vorwärtsgeschoben, zum Teil auch

leicht gefaltet, zumeist aber zertrümmert und gelegentlich ganz vergrißt (Staatz).

Die Zone unserer Oligozänmergel mit den Blockschichten und tektonischen Klippen findet ihre Fortsetzung nach Norden in die breitenentwickelte Zone der Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandsteine der sogenannten subbesskidischen Zone des mährischen Flysches. Südlich der Donau stellt die schmale dem Flysch vorgelagerte und von der Flyschzone steil überschobene Zone oligozäner Mergel und Sande bei Neulengbach und Königstetten ihre Fortsetzung dar. Diese wieder läßt stratigraphisch und tektonisch Vergleiche mit der bayerischen Molassezone zu.

Wie die Flyschzone die Oligozänmergelzone etwas überschiebt, so scheinen die oligozänen Schichten ihrerseits wieder die jüngeren Schichten des Vorlandes, wenn auch nur in geringem Ausmaße, zu überschieben.

Das Alpenvorland des westlichen Weinviertels wird gleich wie im Tullnerfelde, im westlichen Niederösterreich und Oberösterreich hauptsächlich von Schlierschichten erfüllt. Es sind dünnblättrige Mergel mit feinsandigen Lagen und wenig mächtigen Kalksandsteinbänken. Petrographisch den oben besprochenen Oligozänmergeln gleich, haben sie auch diese vielfach Gipslagen und gelegentlich Magnesia- und Kaliausscheidungen. (Naßgallen mit salzliebenden Pflanzen der Laaer Gegend.) Nach dem Gesteinscharakter ist der Schlier in einem seichten Wattenmeer abgelagert worden; die langanhaltende Senkung des Meeresbodens hat die große Mächtigkeit verursacht. Im Weinviertel ist die ganze Schliermächtigkeit noch nicht durch Bohrungen nachgewiesen worden. Im Tullner Becken wurde bei Kapelln 640 m im Schlier gebohrt, ohne ihn zu durchteufen. In Oberösterreich wurden bei Wels Mächtigkeiten von 1048 m und bei Braunau am Inn (Eisenhub) von 1533 m nachgewiesen.

Die Hauptmasse des Schliers im Weinviertel gehört dem Burdigal und Helvet an. Ob wie in Oberösterreich in den tieferen Partien auch Oligozän vertreten ist, kann noch nicht gesagt werden. Im Hangenden des oberen (helvetischen) Schliers treten sandige bis schotterige, mit mergeligen Zwischenlagen wechselnde Ablagerungen auf.

Im Tullnerfelde sind es die brackischen *Oncophorasande* mit *Cardien*, kleinen Dreissensien, *Oncophora* u. a. Stellenweise scheint ein ganz allmählicher Übergang aus dem Schlier stattzufinden, an anderen Orten scheint wieder eine kleine Diskordanz vorhanden zu sein. Die *Oncophorasande* reichen nach Norden bis über den Steilabfall des Wagrams. Sie gehören ebenfalls ins Helvet (gleich den Kirchberger Schichten Süddeutschlands).

Weiter nördlich in der Gegend von Guntersdorf, Wullersdorf, Grund, den Hügeln an der Pulkau werden die *Oncophoraschichten* durch die marinen Grunder Schichten vertreten. Die stellenweise reiche Fauna besteht vorwiegend aus marinen Mollusken tortonischen Charakters. Dazu kommen auch einige Formen älteren Charakters, wie sie im westlich benachbarten Burdigal häufig sind (*Ostrea crassissima*, *Mytilus Haidingeri*, *Turritella gradata*, *cathedralis*, mehrere *Pyruia*-Arten u. a. m.) Ferner sind brackische und limnische Einschlüsse in der Fauna bemerkbar. Viele Cerithien, *Melanopsis*, und eingeschwemmte *Helix*-Schalen. Es ist die gleiche Faunenmischung, wie sie auch die helvetischen Schichten der Korneuburger Senke und am Ostrande der Leiser Berge zeigen.

Jüngere marine oder brackische Schichten als Helvet sind im Weinviertel nicht mehr zu finden. Die kleinen Schollen von Lithothamnienkalken über den Grunder Schichten, des Buchberges bei Mailberg sind unsicheren Alters

und gehören möglicherweise noch zum Helvet. Wohl aber kommen im benachbarten Mähren tortone Marinschichten im Karpathenvorlande vor. Auch von den im Wiener Becken mächtig entwickelten brackischen und limnisch-brackischen jüngeren Stufen des Sarmats und Pannons sind im westlichen Weinviertel bisher nur unbedeutende Spuren gefunden worden.

Dagegen sind fluviatile Schotter mit sandig-tonigen Zwischenlagen und lokal auch Süßwasserkalken verbreitet. Sie bilden vor allem einen großen Aufschüttungskegel, der von Südwesten ausgeht, gegen Nordosten sich verbreitert und in der Gegend von Hollabrunn im Schwarzwalde und Ernstbrunnerwalde am mächtigsten wird. Ausläufer des Schotterkegels greifen auch ins inneralpine Becken über und bedecken die Umgebung von Mistelbach.

Von den an verschiedenen Orten in den Schottern gefundenen Wirbeltierresten sind die meisten altpliozän. Bei Hollabrunn wurden auch sarmatische Reste (*Listriodon splendens*, *Pseudailurus* neben Rhinocerotiden, Cerviden, *Dinotherium*, *Dorcattherium* u. a.) gefunden. Die ältesten Teile dieses Schotterkegels aber dürften auch das Torton vertreten und bis zu den Onco-phoraschichten hinabreichen.

Unter den Geröllen herrschen helle und gelb verfarbte Quarzgerölle vor. Besonders die Oberflächen der Schotterfluren zeigen meist nur Quarz. Daneben finden sich besonders in tieferen Partien und in verfestigten Bänken auch Kalkgerölle alpinen Ursprungs und oft viel Flyschgerölle. Ersichtlich begann schon zu einer Zeit, als die Donaufurche noch nicht bestand und die Flüsse aus den Alpen ihre Schotter ins heutige Weinviertel tragen konnten, die Aufschüttung unseres großen Schotterkegels. Sein Material wurde in der Folgezeit teilweise umgelagert, als in den Schotterkegel jüngere Terrassen eingeschnitten wurden. Solche kommen am Südgehänge gegen den mit alt-diluvialen Schottern bedeckten Wagram vor, ferner im Gebiet des Göllersbaches.

Die Schlierschichten reichen nach Westen bis zum Rande des Böhmisches Massivs, welches die Westgrenze des Alpenvorlandes bildet. Als lokale Bildungen kommen in den westlichen Seitentälern der Schmida, nördlich von Ravelsbach bis Niederschleinz im Schlier weiße Diatomeenschiefer und Menilit-schiefer ähnliche Gesteine vor, von denen die Kieselgur auch abgebaut wird.

Löß und Lehmbedeckung ist im ganzen Weinviertel verbreitet.

Die Grenze des kristallinen Gebirges ist bei Maissau ziemlich scharf, wahrscheinlich von Brüchen begleitet. Hier ist auch der landschaftliche Gegensatz zwischen der großenteils bewaldeten Hochplattform des Waldviertels und dem welligen Hügellande des Weinviertels mit seinen Feldern und Weingärten deutlich ausgeprägt. Weniger deutlich ist die Grenze in der Fortsetzung gegen NNO in der Richtung gegen Zellerndorf. Starke Bedeckung mit Löß und Jungtertiär verhüllt die Randpartien und nur einzelne Granitkuppen verraten den Untergrund (z. B. Wachberg bei Zellerndorf, Hochstein bei Schrottental).

Am Rande des alten Gebirges, vor allem aber in prämiozänen Vertiefungen und Talfurchen desselben, ist Burdigal in fossilreicher strandnaher Ausbildung (sogenannte I. Mediterranstufe) abgelagert. Wo sie mit den Schlierablagerungen in Kontakt kommen, konnte stellenweise die Überlagerung der Burdigalschichten durch den jüngeren, helvetischen Schlier beobachtet werden (Grübern bei Maissau, Fundierung der Eisenbahnbrücke bei Limberg).

Das Waldviertel, ein Teil des böhmischen Massivs, ist heute eine von tiefeingeschnittenen Flüssen durchfurchte Hochebene, gebildet von stark

verfalteten kristallinen Gesteinen. Ihre letzte Gebirgsfaltung erfolgte vor dem flözführenden Karbon. Von jungpaläozoischen Bedeckungen ist nur eine kleine Scholle von Rotliegendesandsteinen bei Zöbing am Austritt des Kamps erhalten. Von den jüngeren Transgressionen über die randlichen oder weiteren Gebiets- teile ist im Waldviertel nichts zu finden. Hier transgrediert erst wieder das Untermiozän von Osten her über das Gebiet um Eggenburg bis in die von einem alten Flußlaufe geschaffene seichte Furche von Horn (obere Taffabäche, Furche östlich des Kamptales). Die burdigalen Schichten bedecken hier zum Teil alte Flußablagerungen (Sand und Tone).

Die altmiozänen Sedimente sind mannigfach. Als Liegendschichten treten in alten tieferen Buchten Tegel auf, an stärker bewegten Meeresteilen grobe Sande mit großen Muscheln und Schnecken. Auf Brandungsbereich deutet die Patellenfauna von Roggendorf.

Flachstrand bedeckten die feinen Sande mit grabenden Muscheln, besonders Tellinen, die als Gauderndorfer Sande bezeichnet werden.

Verbreitet sind die als Eggenburger Schichten bezeichneten groben Quarz- sande mit viel Fossilgrus, Bänken von Austern, *Pecten*, u. a. Kalkschalern. Häufig sind Bryozoen und Nulliporen, welche örtlich in Nulliporenbänke über- gehen. Normalerweise lagern die Schichten in der angegebenen Reihenfolge übereinander. Vielfach aber greifen die Eggenburger Schichten aufs alte Gebirge über.

Den Reichtum der Fauna zeigen die Sammlungen des Krahuletz- Museums. Im weiteren sei auf die angegebenen Arbeiten von Schaffer verwiesen.

Auf die Zusammensetzung und den tektonischen Aufbau des kristallinen Grundgebirges kann hier nicht näher eingegangen werden. Zur Ergänzung des beigegebenen Gebirgsdurchschnittes sei nur einiges bemerkt. Seit den Arbeiten von F. E. Sueß unterscheiden die Petrographen unter den kristallinen Gesteinen des Waldviertels zwei auf Verschiedenheit der Gesteine und ihre Metamorphose begründete Einheiten: die moldanubische und die mora- vische. Die erstere, welche den größten Teil des Waldviertels und des ganzen böhmischen Massivs umfaßt, besteht aus hochmetamorphen Gneisen und Amphiboliten mit einem Mineralbestand, der der Umwandlung in großen Tiefen entspricht (Katagesteine), dazu kommen große granitische Batholithen, Ortho- gneise, Mischgneise, Granulite usw.

Die moravische Zone dagegen setzen kristalline Schiefer zusammen, wie sie bei der Umwandlung in seichterer Tiefenstufe entstehen: serizitische und chloritische Phyllite, serizitische Augengneise, verschieferte Granite usw.

Die Metamorphose dieser Zone, bei welcher mechanische Umformung eine große Rolle spielte, ist wohl zum guten Teil dadurch verursacht, daß die molda- nubische Masse die moravische Zone überschoben und in flache Decken gelegt hat. Heute tritt letztere am Ostrande der böhmischen Masse in zwei größeren kuppelförmigen Aufwölbungen zutage, von denen die sogenannte Thayakuppel in unser Gebiet fällt.

Auffallend ist in ihr ein aus granitischem Gestein gebildeter Batholit von wahrscheinlich jungpaläozoischem Alter (Thayabatholit). Ihm gehören der auch in der Landschaft hervortretende Granitücken von Maissau, Grafenberg, Röschitz, die Granitkuppen bei Schrattental usw. an. In seinen randlichen Partien (z. B. bei Eggenburg) ist er etwas verschiefert und sein östlicher Teil erscheint unter dem Jungtertiär verdeckt.

Das inneralpine oder Wiener Becken, welches auf der Anfangstrecke der Exkursion durchfahren wird, erfüllen der Hauptmasse nach wesentlich

jüngere marine und brackische Ablagerungen als sie im außeralpinen Tertiärland auftreten.

Die ältesten Schichten der Beckenausfüllung stellt Schlier dar, der im Norden bei Feldsberg (Garsenthal und Schratzenberg) zutage kommt. Im Beckenuntergrunde scheint er, wie Tiefbohrungen gezeigt haben, örtlich nicht unerhebliche Mächtigkeit zu haben. (Bohrung am Steinberggipfel NW von Zistersdorf hat typischen Schlier mit 170 m Mächtigkeit noch nicht durchbohrt.) Das genaue Alter dieses Schliers steht noch nicht fest, wahrscheinlich ist er untermiozän.

Die Grunder Schichten der Korneuburger Senke und ihre Fortsetzung in die Ernstbrunner Gegend wurden bereits erwähnt. Ob diese „Grunder Schichten“ noch ins Torton reichen, ist noch fraglich. In der Gegend von Ernstbrunn—Kreuzstetten ist es aber wahrscheinlich, daß die marinen Sande und Tegel mit brackischem und limnischem Fauneneinschlag auch das Torton vertreten.

Sonst wird das Torton durch rein marine Sande und Tone, örtlich auch Nulliporenkalke (Steinberg bei Zistersdorf, Kaller Haide und Tenauald bei Herrnbaumgarten) vertreten. Die übrigen Faziesbildungen des Wiener Beckens, wie die Konglomerate und Breccien am Alpenrand, fehlen im Weinviertel.

Das Sarmat ist sandig-tonig ausgebildet, mit meist reicher Brackwasserfauna.

Das Unterpliozän, das im Wiener Becken früher als pontische Stufe, jetzt meist als pannonische Stufe bezeichnet wird, vertreten die brackisch-limnischen Congerienschichten (Tegel und Sande). Die höheren Teile derselben sind im Weinviertel vielfach schotterig ausgebildet. Die obersten, durch Viviparen ausgezeichneten sandig-schotterigen Schichten dürften dem eigentlichen Pont, die tieferen Congerienschichten dem Mäot Rumäniens entsprechen.

Neben den schon erwähnten Schottern der Mistelbacher Gegend kommen gelegentlich auch jüngere pliozäne Schotter vor (*Elephas planifrons* bei Dobermannsdorf).

Lößbedeckung ist auch in diesem Teile des Weinviertels reichlich entwickelt.

Diluviale Schotter sind vor allem im Marchfelde verbreitet.

Geologische Wegbeschreibung.

Bei Wolkersdorf sind wir im Gebiete der jüngeren pannonischen Schichten. Am Wege nach Ulrichskirchen, bald nach den letzten Häusern von Wolkersdorf, scheiden sie an einem SW—NO-Bruche mit schmaler Zwischenstaffel von Congerienschichten gegen die sarmatischen Sande ab. In ihnen bleibt unser weiterer Weg bis hinter Unterolberndorf. Rechts oberhalb des Ortes hat eine Tiefbohrung bald unter dem Sarmat Sande und Mergeltone mit „Grunder Fauna“ angetroffen und bei 400 m eine abgesunkene Staffel von Flysch erreicht.

In den Flysch des Bisambergzuges ist das bewaldete Kreuthal eingeschritten.

Dann führt die Weiterfahrt über Weinsteig und Karnabrunn durch die Grunder Schichten der Korneuburger Senke.

Hinter Karnabrunn erreichen wir den westlichen Flyschrücken des Rohrwaldzuges. Die Kirche von Karnabrunn steht bereits auf einem von Brüchen begrenzten, verschobenen Teil dieses Flyschzuges. Nach Verlassen des Waldes gelangen wir ins Gebiet der oligozänen Molassemergel. Beim Kreuz vor Abstieg

der Straße sind wir im Zuge der alttertiären Nummulitengesteine und treffen weiter an der Straße größere runde Flysch- und Granitblöcke der Blockschichten.

Nach dem Schloß von Niederfellabrunn haben wir die Tithonschichten erreicht (Kellergasse).

Bei Streitdorf sind wir bereits aus der überschobenen Oligozänzone heraus ins Gebiet des Schliers gekommen. Hinter den Häusern stehen auch noch sandige Oncophoraschichten an. Auf der Höhe zwischen Senning und Höbersdorf liegen die jungpliozänen Quarzschotter der Höbersdorfer Terrasse (+ 65 m über der Donau). An ihrer Basis kommt Schlier zutage; in ihm liegt die Ziegelei von Göllersdorf.

Nördlich dieses Ortes breitet sich beiderseits des Göllersbaches der große jungtertiäre Schotterkegel aus. Nördlich von Hollabrunn zwischen Suttbrunn und Schönggrabern, besonders aber an dem östlich gelegenen Praunsberg, ist eine schöne jüngere (altdiluviale?) Schotterterrasse vorhanden.

Wenige Aufschlüsse gewährt die weitere Fahrt durch das Gebiet der Grunder Schichten und des Schliers bis bei Zellerndorf, wo am Wartberge die ersten Granite des Thayabatholithen auftauchen. In diesem Granit mit den transgressiv aufgelagerten Altmiozänschichten verläuft die Fahrt bis Eggenburg.

Die Fahrt am nächsten Tage kommt bald hinter Eggenburg in die stark verschälerte Zone der moravischen Schiefer mit Einschaltungen verschieferter Granite und des serizitischen Augengneises, dann vor Dreieichen in die Verschieferungszone an der Basis des Moldanubikums.

Von Dreieichen bis halbwegs nach Horn wird die hier schmale Horner Bucht durchfahren. Bei Horn stehen moldanubische Orthogneise an. Die Fahrt durchs Kampthal nach Gars bewegt sich in den moldanubischen Schiefergneisen mit Amphiboliten. Die weitere Fahrt nach Maissau quert wieder die hier breitere Horner Bucht und die schmale moravische Zone und den Granitbatholithen; sie tritt dann wieder ins Tertiärgebiet ein.

Literatur.

Allgemeine Werke über die Umgebung Wiens.

L. Kober, Geologie der Landschaft um Wien, 1926. J. Springer, Wien.
F. X. Schaffer, Geolog. Geschichte und Bau der Umgebung Wiens, 1927. Deuticke, Wien, Leipzig.

F. E. Sueß, Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 81. 1929, S. 177—236.

Tertiär des inner- und außeralpinen Gebietes.

M. Hoernes, Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien-Leipzig 1903.

A. Becker, Das Viertel unter dem Manhartsberge. Heimatkunde von Niederösterreich, Heft 2. Wien 1921, Haase.

K. Friedl, Über die jüngsten Erdölforschungen im Wiener Becken. Zeitschrift „Petroleum“ 1927, Nr. 6.

H. Vettors, Das Erdöl im Wiener Becken (neuere Kartenskizze). Zeitschrift „Petroleum“ 1935, Nr. 18; Montan. Rundschau 1935, Nr. 9, Wien-Berlin.

Korneuburger Senke.

F. X. Schaffer, Geolog. Untersuchungen in der Gegend von Korneuburg. Verh. geol. Reichsanst. 1907, S. 223—229.

H. Vettters, Mitteilungen aus dem tertiären Hügellande unter dem Manhartsberge. Verh. geolog. Reichsanst. 1914, S. 65—74.

M. Glaessner, Neue Untersuchungen in den Grunder Schichten bei Korneuburg. Verh. d. geolog. Bundesanst. 1926, S. 111—125.

Klippenzone.

O. Kühn, Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. Geolog. pal. Abhandlungen. Bd. 21, Jena 1930, S. 495—576.

M. Glaessner, Geolog. Studien in d. äußeren Klippenzone bei Wien. Jahrb. d. geolog. Bundesanst. 81. Bd. 1931, S. 1—23.

Alpenvorland.

H. Vettters, Mitteilungen wie oben.

O. Sickenberg, Säugetierreste a. d. Umgebung von Ober-Hollabrunn. Verhandl. d. geolog. Bundesanst. 1928, S. 205—210.

J. Stiny, Geologisches vom Buchberge bei Mailberg. Verhandl. d. geolog. Bundesanst. 1929, S. 217—229.

J. Keindl, Untersuchungen über d. tertiären Schotter des westl. Weinviertels. Mitteilungen d. geograph. Gesellschaft Wien. 72. 1929, S. 283—292.

R. Hauer, Die tertiären Schotter des westlichen Weinviertels, ebenda, 73. 1930, S. 278—293.

J. Pia und O. Sickenberg, Katalog der in den österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete. Denkschr. Nat. Mus. 4., geol. u. pal. Reihe 4, 1934.

Eggenburger Tertiär.

Th. Fuchs und O. Abel, Exkursion nach Eggenburg. Exk. Führer d. Internat. Geol. Kongresses, Wien 1903.

F. X. Schaffer, Das Miozän von Eggenburg. Abhandl. der geolog. Reichsanstalt, Bd. 22, 1910, 1912, 1925 (Paläontologie), 1914 (Geologie).

F. X. Schaffer, Geologischer Führer für Exkursionen im Wiener Becken. 3. Teil. Sammlung geolog. Führer Nr. 18, Berlin, Borntraeger.

F. X. Schaffer, Geolog. Geschichte des Gebietes (Bez. Horn). Heimatbuch des Bezirkes Horn. 1933.

Böhmische Masse.

F. E. Sueß, Bau und Bild der böhmischen Masse, Wien-Leipzig 1903.

F. Becke, Exkursion in das Kamptal (Rosenburg). Exk. Führer des Internat. Geol. Kongresses, Wien 1903.

F. E. Sueß, Die moravischen Fenster. Denkschr. d. Akad. d. W. Wien, Math. nat. Kl. 88., 1912.

L. Waldmann, Geologie in E. Stepan, Das Waldviertel. Sammlung Deutsches Vaterland, Wien 1925.

L. Waldmann, Zum geolog. Bau der Thayakuppel. Mitt. d. geolog. Gesellschaft, Wien. 21. 1928. S. 133—152.

H. Schuhmann, Die moldanubischen Paraschiefer zwischen Gföhlergneis und Bittescher Gneis. Tschermak's mineralog. petrograph. Mitt. N. F. 40. 1930, Leipzig, S. 73—187.

L. Kölbl, Geologischer Bau des Gebietes (Bez. Horn). Heimatbuch des Bezirkes Horn, 1933.

Quartärgeologische Beobachtungen und Wegbeschreibungen.

Von Gustav Götzinger.

Die Exkursion soll außer den geologisch-morphologischen Verhältnissen des Verbindungsstückes zwischen Alpen und Karpathen, des Randgebietes des Marchbeckens, des außeralpinen Tertiärbeckens und des Waldviertelrandes besonders die neueren Aufschließungen zur Lößgliederung und die quartären und pliozänen Terrassen des Donaubeckens vorführen.

Nach Übersetzung der Donau wird bei Floridsdorf das Niederterrassenfeld der Donau (162—165 *m*) erreicht, das mit dem eigentlichen Marchfeld im O zusammenhängt. Die Niederterrassenfläche weist schon O von Groß-Jedlersdorf Dünenwellen auf, so daß sie eine nicht mehr ganz ebene Oberfläche besitzt. O von Stammersdorf steigt die zunächst nach Wolkersdorf führende Reichsstraße zur Terrasse des älteren Deckenschotter (189—185 *m*), also in über 20 *m* relativer Höhe an (17). O der Reichsstraße ist an die Deckenschotter ein Hochterrassenrest (zirka 175 *m* hoch gelegen) angelagert, der nach dem Neuwirtshaus, bei der Straßenabzweigung nach Großjedlersdorf, an die Reichsstraße herantritt.

Die Schottergrube nach dem W. H. Rendezvous zeigt:

2½ *m* fluviatilen Lehm,
 ⅓—½ *m* rötlichen Ton, taschenförmig in die Unterlage eingreifend,
 2 *m* mächtige, sandige Lehme mit steilgestellten Kiesnestern und Kiesspitzen (nach Art von Stauchungen); diese Lagerungsform ist offenbar als Brodelböden zu deuten,

darunter nicht gestauchte Schotter und Kiese (weitans überwiegend Kristallin- und Quarzschotter mit wenig Kalk und Flysch), Deckenschotter.

Die tiefreichenden Stauchungen der oberen Lagen der Deckenschotter sind jedenfalls nicht nur lokal in dieser Schottergrube entwickelt, sondern nach den auch am Wagram (vgl. unten) gemachten Erfahrungen auf die ganze, weite Terrassenfläche ausgebreitet. Es sind die Brodelböden eine allgemeine Erscheinung der damaligen Landoberfläche. Sie bezeugen ein frostreiches Klima am Ende, bzw. beim Hochstande der Deckenschotterzeit.

Über den Deckenschotterresten, die sich unter dem Schutz des Bisamberges erhalten haben, erheben sich gegen W höhere, von Hassinger dargelegte pliozäne Terrassen (12).

Bei Eibesbrunn ist der Anstieg in das Tertiärhügelland von Wolkersdorf erfolgt, das allerdings, wie z. B. die Ziegelei gleich W von Wolkersdorf lehrt, von mächtigem Löß, besonders an den

nach O sehenden Hängen, ummântelt ist. Lokal, so in der erwähnten Ziegelei, zeigt der Löß bei vollkommener Schichtung auch mächtige Zusammenschwemmungen.

Wir folgen dem Rußbachtal (vgl. übersichtliche Fig. 11) bis Ulrichskirchen und besichtigen im Hohlweg zwischen Ulrichskirchen und Schleinbach ein gutes Lößprofil (10) (Vgl. Taf. 3 a und Fig. 10):

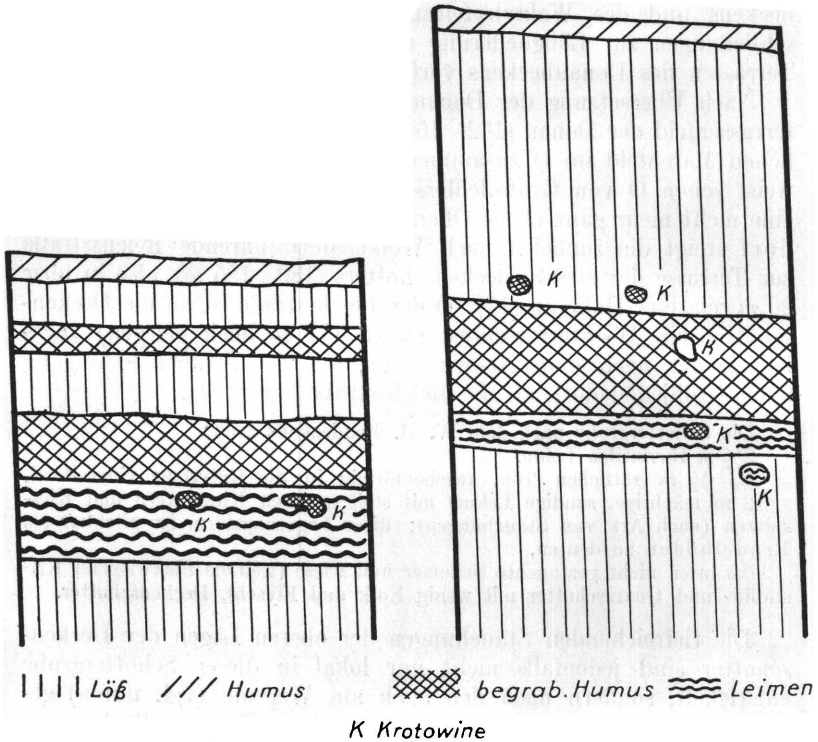


Fig. 10. Leimenzonen und begrabene Böden im Löß des Weinviertels.

$\frac{1}{2}$ m Löß,
 0·4 m begrabener Humus,
 2 m Löß,
 0·7 m begrabener Humus,
 1 m rotbrauner Leimen (mit Krotowinen aus der Humuszone),
 Löß.

Es sind hier also 2 Humushorizonte vorhanden, der mächtigere, tiefere, liegt auf der mächtigeren Leimenzonen, welche wohl der

Göttweiger (R-W-Interglazial) entspricht; der obere Humushorizont liegt im jüngsten Löß und gehört wahrscheinlich der Paudorfer Leimenzone an (Laufenschwankung zwischen W_1 und W_2). (Über diese Leimenzonen vgl. Exkursion ins Lößgebiet um Göttweig und Krems.)

Bei Unter-Olberndorf (N von Schleinbach) (10) ist gleichfalls ein begrabener Humushorizont vorhanden:

2—3 m Löß,
0.7 m Humus,
2—3 m Löß,
Schotter.

Hier fehlt ausnahmsweise die den Humus sonst tragende Leimenzone.

Während sich bei Unter-Olberndorf das Rußbachtal nach W zur Durchbruchsstrecke des Kreuthtales (Flysch) wendet, folgen wir dem nach Niederkreuzstetten führenden Seitentale bis zur Eisenbahnstation Neubau-Kreuzstetten (10). In der Ziegelei beim Bahnhof, weist der Löß eine ganz ähnliche Gliederung wie im Hohlweg bei Schleinbach auf: 2 Humuszonen, wovon die untere mächtiger ist und auf einer Leimenzone lagert:

$\frac{3}{4}$ m Löß,
0.3—0.5 m helle Humuszone,
2 m Löß,
0.7 m dunkle Humuszone,
0.3 m Leimen,
3.5 m Liegend-Löß,
darunter Tertiär-Letten.

Oberhalb des Durchbruchstailes der Kreuth fließt der obere Rußbach im Bereich des nördlichen Teiles der Korneuburger Senke, welche, zwischen 2 Flyschhorsten gebildet, eine Erfüllung mit mittelmiozänen Grunder Sanden (Aufschluß auch N von Schloß Karnabrunn) besitzt.

Im Rußbachtal erschließt bei Weinsteig die Ziegelei ein wichtiges Lößprofil (10, vgl. Fig. 11):

Über dem tertiären Sand liegt eine mächtige Leimenzone als Ergebnis der Verwitterung mit einer Humusdecke von 0.7—0.9 m; darauf wurde Löß aufgeweht mit einer im N-Teile eingeschalteten, ganz schwachen Humusschichte (ohne Leimen); dieser Löß hat im S Teile des Aufschlusses eine rotbraune Leimenzone, welche muldenförmig gelagert ist; auf dieser bildete sich eine Humusschichte, welche gerade über der Mulde der Leimenzone am mächtigsten ist (2.5 m); es ist der mächtigste begrabene Boden des ganzen Gebietes. Die von diesem Humus gebildete seinerzeitige Landoberfläche BB hat ein Tälchen, welches wieder überlößt wurde;

dieser jüngere Löß aber schneidet an einem früheren Erosionshang gegen den jüngsten Löß (ganz rechts in der Figur) ab.

Es sind hier demnach drei Lößgenerationen vorhanden, wovon die beiden ersten durch mächtige Humusschichten mit Leimenzonen getrennt sind. Hier wurden also drei verschiedene

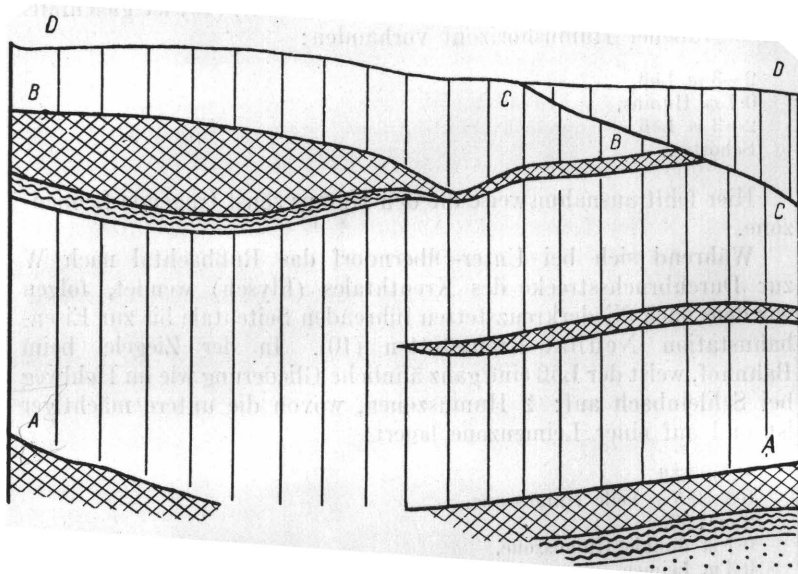


Fig. 11. Aufschluß in Weinsteig (Skizze).

Zeichenerklärung wie bei Fig. 9. A, B, C, D = verschiedene Landoberflächen;
A, B, C = überlößte Landoberflächen.

Landoberflächen AA, BB, CC, welche disharmonisch zueinander liegen, überlößt.

Es liegen verschieden alte Löße vor: Der jüngere Löß über dem mächtigen Humus und der Leimenzone BB ist offenbar der Aurignacienlöß, der Löß des würmeiszeitlichen Vorstoßes; unter diesem liegt die „Hollabrunner Humuszone“ (10) und die „Göttweiger Leimenzone“; darunter der Riblöß, der eine Zweiteilung durch eine schwache Humusschichte verrät (R_1 — R_2 ?). Unter dem Riblöß folgt das lange M-R-Interglazial mit einem mächtigen, begrabenen Humushorizont und mächtigem Verwitterungsleimen. Die Leimenzonen würden auch im Sinne von F. Münichsdorfer (16) feuchteren Klimazeiten im Vergleich zu den kalttrockenen der Eiszeiten entsprechen.

Der Lößaufschluß in der Ziegelei bei Wetzleinsdorf N von Karnabrunn (10) kann wegen Zeitmangels nicht besucht werden. Auch hier ist ein 0·6 m mächtiger Humushorizont, unterlagert von 1 m mächtigem Leimen, zwischen 2 Lößen vorhanden. (Sehr gut sind hier auch die verschiedenfarbigen Krotowine in der Humus- und Leimenschichte entwickelt.)

Die Fahrt von Karnabrunn nach W gibt Gelegenheit zu geologischen Beobachtungen über Zusammensetzung und Bau der Außenzone des Flysches.

Bei Niederfellabrunn (N von Niederhollabrunn) wird die Außenzone der Alpen verlassen, wir treten in das außeralpine Tertiärbecken (Tullner Becken) ein (Untergrund Schlier, Oncophorasande, stellvertretend für die damit altersähnlichen Grunder Schichten; darüber pontische Schotteraufschüttung bis 340—360 m Seehöhe; in die pontischen Schotter pliozäne Schotterterrassen und in diese Quartärterrassen eingeschnitten).

Der „Leeberg“ an der Straße von Niederhollabrunn nach Streitdorf ist einer der besterhaltenen Tumuli Niederösterreichs (vgl. die Karte der Leeberge von Niederösterreich von H. Leiter [11]). Die Leeberge sind Erinnerungsberge an große Tote; sie haben häufig eine Grabkammer und sind älter als die mittelalterlichen „Hausberge“. Sie stammen vielleicht schon aus der Hallstattzeit.

Dem Abfall des Tertiärhügellandes zwischen Streitdorf und Senning ist eine gegen S sich verbreiternde mächtige Schotterfläche vorgelagert. W von Senning nimmt eine etwas höhere Terrasse, die Terrasse von Höbersdorf, die Höhen um 230 m ein. Es handelt sich noch um tief gelegene, zirka 65—70 m über der Donau befindliche Schotter des Pliozäns, wie Hassinger festgestellt hat (13). In sie sind im tieferen Niveau die älteren Deckenschotter eingelagert, welche die Riedelflächen zwischen Göllersbach- und Mühlbachtal (Seehöhe 200—210 m) und die Riedelfläche (Seehöhe zirka 210 m) zwischen Mühlbachtal und dem Tal von Unterrohrbach einnehmen.

Nahe dem steilgeböschten Leeberg von Groß-Mugl (O von Göllersdorf), der wie der Leeberg von Niederhollabrunn ein aus Löß künstlich aufgeschütteter Hügel, wohl eine alte Kultstätte, ist, beobachten wir in der Ziegelei von Groß-Mugl (10) wieder zwischen zwei Lößen einen deutlichen Humushorizont über Leimen, der sogar eine Zweigliederung aufweist (vgl. auch zusammenfassende Fig. 12):

Ansicht der O-Wand:

- 1—2 m Löß,
- 0·3 m Humus,
- 0·1 m Lößlehm,
- 0·5—0·2 m Humusschichte, sich ausdünnend,
- 0·3 m Leimen, fällt 3—4° nordwärts,
- mindestens 2 m älterer Löß.

Der Humushorizont ist hier also nicht einheitlich; dessen Zweigliederung dürfte auf eine vorübergehende, dazwischen eingetretene Verschlechterung des Klimas hindeuten.

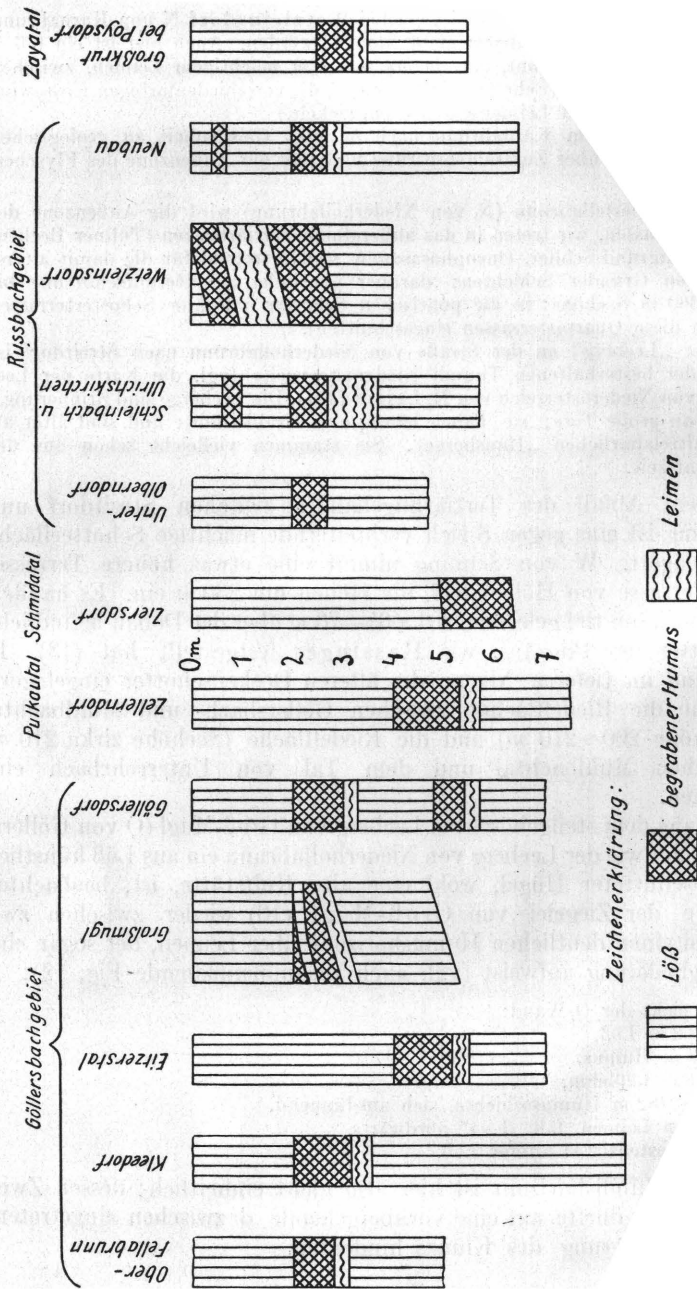


Fig. 12. Lössprofile im niederösterreichischen Weinviertel.

Rundliche und ovale Krotowinbauten sind im Humushorizont und im hangenden Löß mehrfach entwickelt; sie laufen von der rotbraunen Leimenzone in die Humusschichte, von dieser in den hangenden Löß, aber auch vom Löß in den Humushorizont, wie sich durch die entsprechende Färbung erkennen läßt.

Von Höbersdorf, bzw. Sierndorf folgen wir dem Tal des Göllersbaches aufwärts. In der Ziegelei W von Göllersdorf (10) sind zwei von Leimen unterlagerte Humuszonen im Löß, der also drei Stufen aufweist, vorhanden (vgl. auch Fig. 12):

2 m Löß,
1 m Humus,
0·3 m Leimen,
1·5—2 m Löß,
0·6 m Humus,
0·3 m Leimen,
Liegend-Löß.

Hier weist also auch die obere Leimenzone, welche man mit der Paudorfer vergleichen möchte, eine Humusdecke auf.

In dem W von Göllersdorf gelegenen, durch einen prächtigen „Hausberg“ ausgezeichneten Eitzerstal (10), in der alten Ziegelei im W des Ortes, nahmen wir eine 1·15 m mächtige Humuszone über 0·4 m Leimen zwischen zwei Lößen wahr; der hangende, jüngere Löß besitzt noch eine Mächtigkeit von 4 m (vgl. Fig. 12).

In der Ziegelei zwischen Breitenwaida und Kleedorf (10) (vgl. Taf. 3 b) besteht das Profil (vgl. auch Fig. 12):

2 m jüngerer Löß mit einer dünnen (0·2 m) Leimenzone, wahrscheinlich der Paudorfer entsprechend, darunter
1·10 m Humus, NNO 8° fallend, mit gelben Krotowinen vom hangenden Löß aus,
0·3 m Leimen, wahrscheinlich Göttweiger Verlehmungszone, mit hellen Krotowinen,
4—8 m Liegend-Löß.

Eine ähnliche Lößgliederung, nur ohne die oberste Leimenzone, zeigt der Aufschluß gleich O von Oberfellabrunn (W von Hollabrunn) (10), (Taf. 4 a). Es ist übrigens der Humushorizont von hier bereits durch Josef Bayer bekanntgeworden (zitiert bei H. Wieseneder 20). Profil (vgl. Fig. 12):

2—5 m Löß,
0·4—1·3 m Humusschicht, gegen O geneigt,
0·3—0·4 m rotbraune Leimen mit großen Krotowinen,
6—3 m Löß.

H. Wieseneder (20) hat die Bedeutung des Humushorizontes, den wir als Hollabrunner (10) bezeichnet haben, für die Unterbrechung der Lößbildung hervorgehoben; er deutet ihn als Verwitterungshorizont, als „echte fossile Schwarzerdebildung“.

Aus der Leimenzone führen rötliche Krotowine in den liegenden Löß und aus diesem in die Leimenzone, während nahe dem Kontakt der Humuszone mit dem hangenden Löß auch gelbe Krotowine im Humus sich einstellen, ein Hinweis darauf, daß noch zur Zeit der Bildung der unteren Lagen des jüngeren Lößes rege Wühltätigkeit und Bildung der Krotowinbauten herrschte. H. Wieseneder (20) kam zu gleichen Feststellungen.

Die Hügelrücken zwischen Guntersdorf und Zellerndorf (in der W-Fortsetzung W von Platt ausgedehnte Jungtertiärschotter in Seehöhe 290 *m*) bilden die Wasserscheiden zwischen den Talssystemen des Göllers-, Pulkau- und Schmidabaches.

Die Hofstötter'sche Ziegelei in Zellerndorf (10) zeigt zwei durch eine mächtige Humus- und Leimenzone gegliederte Lößstufen (vgl. Fig. 10 rechts, auch Fig. 12):

- 4 *m* Löß (zuoberst 0·3—0·6 *m* Humus),
- 1·3 *m* Humus, nach N an Mächtigkeit abnehmend,
- 0·4 *m* Leimen,
- 3—4 *m* Liegend-Löß, lehmig,
- 2—3 *m* geschichteter Löß, tonig,
- 0·3 *m* Quarzkies wohl des altquartären Pulkaubaches,
- darunter tertiäre Tegel mit Gipskristallen.

Der ältere Löß unter dem Leimen zeichnet sich also durch große Mächtigkeit aus.

Man beobachtet auch hier die Entwicklung verschiedenfarbiger und verschieden geformter Krotowine (Fig. 10).

Bemerkenswert ist, wie auch z. B. nahe des im W gelegenen Ortes Röschitz, die angesichts der großen Entfernung von der Donau- und Marchfeldebene recht ansehnliche, 8 *m* übersteigende Mächtigkeit des Lößes.

O von Pulkau lagert noch immer mindestens 5 *m* mächtiger Löß; die Ziegelei O des Ortes zeigt ihn mit einer schwachen Leimenzone (0·3 *m*), 3 *m* unter der Oberfläche; wahrscheinlich haben wir es mit der Paudorfer Leimenzone zu tun.

Am Wege von Zellerndorf nach Pulkau W der Kirche von Deinzendorf erscheint der erste Grundgebirgsaufschluß (ebenso Grundgebirge mit Steinbruch am Wartberg, Kote 300, N von Zellerndorf).

S von der Eisenbahnstation Pulkau, bzw. O von Klein-Jetzelsdorf unserer Route Pulkau—Eggenburg befindet sich die Teufelslucke von Roggendorf mit 2 prähistorischen Kulturschichten: unten Altsolutréen und oben Magdalénien (J. Bayer [6, 8] und Lotte Adametz [1]). Die Teufelslucke ist eine natürliche, zirka 30 *m* über dem Talboden gelegene, zwischen horizontal geschichteten tertiären Sandsteinen ausgebildete Höhle, am rechten Talgehänge des Röschitzer Baches. J. Bayer stellte zwischen den beiden menschlichen Kulturhorizonten eine 1 *m* mächtige, sandige Schichte ohne menschliche Spuren fest und schloß aus dieser Mächtigkeit auf eine ziemliche Zeitspanne zwischen dem Altsolutréen und dem Magdalénien.

Die Fauna der Solutréenschichte bestand aus:

Mammut, wollhaariges Nashorn, Riesenhirsch, Ren, Wildpferd, Höhlenbär, Höhlenlöwe, Höhlenhyäne (besonders häufig), Vielfraß, Fuchs, Dachs.

Der Mensch des Solutréen der Prédmostzeit hinterließ wenige, aber typische Artefakte. Auch die Werkzeuge des Magdalénien sind nicht reichhaltig, da es sich nur um eine flüchtige Besiedlung durch den Magdalénien-Menschen handelte (18).

In Eggenburg erfolgt der Besuch des Krahuletz-Museums unter Führung der Frau Kustodin A. Stift-Gottlieb. Das besondere Interesse wendet sich den Aufsammlungen des Tertiärs, die dem unermüdlichen Sammeleifer von Krahuletz zu danken sind, zu. Auch verschiedene prähistorische Funde aus der Umgebung enthält das Museum, die meist dem Aurignacien, zum Teil auch Solutréen angehören (vgl. Zusammenstellung, bei 9).

Bei der Zufahrt nach der Rosenburg verdient das Vorkommen von typischem Löß nahe der Hofmühle N der Rosenburg deshalb Beachtung, weil der Löß noch im tief eingeschnittenen Kamptale eingeweht wurde und bis zur Talsohle reicht, welche der Niederterrasse entspricht. Östlich der Rosenburg, im Zwergelloch, fand J. Bayer einige Magdaléniengeräte (noch unveröffentlicht; siehe L. Adametz [1]).

Die Rosenburg ist die größte erhaltene Burg von Niederösterreich. Zu den reichen Sammlungen gesellt sich auch eine prähistorische, die älteste auf diesem Gebiete in Niederösterreich, die Sammlung von Candid Pontz von Engelshofen (1866), dem Nestor der Urgeschichtsforschung. Sie wurde von Frau Kustodin A. Stift-Gottlieb neu bearbeitet (18). Die Funde umfassen Paläolithikum und Neolithikum meist aus der Grenzzone zwischen dem Wald- und Weinviertel Niederösterreichs.

Der jüngere Löß des Kamptales bei Kamegg ober Gars lieferte Aurignacien oder Aggsbachien (Material im Horner Museum [J. Bayer, 8]). Auch bei Gars-Thunau ist im tief erodierten Tale Löß eingeblasen, so an der Ostseite des Rückens, der Kirche und Ruine von Thunau trägt. Hingegen ist das Grundgebirgsplateau S der Rosenburg bereits lößlos. Zwischen Kamegg und Gars verlaufen im Tale mehrere, wohl altquartäre Flußterrassen.

Östlich von Gars, bei Kotzendorf, wies Bayer (5) im Lößlehm Jungaurignac oder Altsolutréen nach.

Von der Straßenschleife gleich oberhalb Maissau bietet sich ein prächtiger Ausblick auf das östliche Tertiärhügelland und auf die asymmetrische Talweitung des Schmidatales. Der flache westliche Hang trägt eine ausgedehnte Lößdecke, während der östliche Steilhang lößfrei ist und Ausstriche des Neogens darbietet.

In Ziersdorf, nahe dem Erreichen des Schmidabaches, an der Straße nach Radlbrunn, befindet sich unter 6 m mächtigem Löß eine mindestens 2 m mächtige Humuszone (10, auch Fig. 12), deren Liegendes noch nicht erreicht ist, so daß die Mächtigkeit der

Humuszone nicht angegeben werden kann. Die Humusschichte zeigt ganz disharmonisch zur heutigen, flachen Südost-Gehängeneigung eine geringe Neigung nach SW und WSW. Im NO war also damals eine Kuppe vorhanden, welche während der jüngeren Lößzeit abgetragen und überweht wurde. In den oberen Lagen (1·2 *m*) ist die Humuszone deutlich geschichtet (während die tieferen Partien einen typischen begrabenen Humusboden *in situ* darstellen). Durch einen Wechsel von Lehm- und Humusstreifen entstand eine feine Bänderung. Die wiederholte Einschwemmung der Humusstreifen beweist, daß dieser gebänderte Lößlehm zu einer Zeit sich bildete, als die darunterliegende Humuszone eine etwas höhere Landoberfläche, ungefähr im NO, bedeckte.

Nach Ziersdorf tritt die Schmida aus dem breiten, nordwärts bis Röschitz stark asymmetrischen Tal in eine Art von Durchbruchstal, das sie bei Groß-Weikersdorf verläßt. Die stärkere Ausräumung oberhalb Ziersdorf dürfte mit einem höheren Neogensockel und mit einer geringeren Mächtigkeit sowie geringeren Verkittung der pliozänen Schotter zusammenhängen.

Im Schmidatal abwärts gelangen wir nach Groß-Weikersdorf. An der W-Seite des Ortes, beiderseits der nach Rupperstal führenden Straße, am O-Fuße des Kogelberges, schließen die Ziegeleien Groß und Schneider bis 10 *m* mächtigen, offenbar jüngeren Löß ohne weitere Gliederung auf. In der Ziegelei Groß wurde in der Tiefe von 4—5 *m* im Löß Paläolithikum festgestellt (2) und noch tiefer, beim Abgraben eines Brunnens, stieß man auf Mammutknochen. Bayer ist geneigt, trotz der mächtigen Überlagerung durch Löß, die Station in das Jungaurignacien (vielleicht Altsolutréen) einzureihen, so daß eine Kultur zu erwarten wäre, welche zwischen den oberen Schichten von Willendorf (Horizont II/7) und Předmost liegt (2).

Auch sonst lieferte Groß-Weikersdorf wichtige prähistorische Funde (3, 7, 14). Von hier stammt der erste und einzige neolithische Glockenbecher aus Österreich. Ferner wurden Wohngruben des Neolithikums (mit bemalter Keramik, etwa des 3. Jahrtausends v. Chr.) und bis 2 *m* tief unter der Oberfläche reichende, linsenförmig oder dreieckig gestaltete Wohngruben und Gräber der älteren Bronzezeit (Aunjetitzer-Stufe) aufgedeckt; auch Hallstattfunde (zirka 800—600 v. Chr.) wurden von hier kennengelehrt (7). S von der südlichen Ziegelei von Groß-Weikersdorf befindet sich wieder ein Tumulus.

W von Groß-Weikersdorf fanden sich in Rappersdorf im bis 12 *m* mächtigen Löß, 2 *m* unter der Oberfläche, gleichfalls Jungaurignacien- oder Altsolutréen-Artefakte, welche im Krahuletz-Museum in Eggenburg aufbewahrt sind (2).

S von Groß-Weikersdorf tritt die Schmida aus dem tertiären Hügelland in die breite Terrassenlandschaft, deren langgestreckter S-Rand ziemlich geradlinig von der Donau der Niederterrassenzeit am N-Rand des eigentlichen Tullnerfeldes unterschritten wurde

und Wagram heißt. Dieser verläuft von der Kamptalmündung bis Stockerau als steilgeböschter Terrassenabfall auf einer Länge von 35 km. Die breite Terrassenfläche zwischen dem Wagram und dem Abfall des Tertiärhügellandes setzt sich aber in Wirklichkeit aus mehreren Schotterterrassen zusammen, wovon die nördlichen die höheren und älteren sind. Da die Terrassenunterschiede in der Richtung gegen S zuweilen gering sind und überdies Löß in verschieden mächtigen, wellenförmigen Anhäufungen die ganze Terrassenlandschaft überzieht, ist eine genaue Unterscheidung der verschiedenen Schotter, welche zum Jungpliozän und welche zum Altquartär einzustellen sind, besonders im Hinblick auf die longitudinale Fortsetzung, nicht leicht durchzuführen.

Auch einige Terrassenniveaus beiderseits des Schmidatales sollen angemerkt werden:

240 m Niveau O Groß-Weikersdorf (linkes Gehänge),

248 m W Groß-Wiesendorf (rechtes Gehänge),

Im Bereich der Wagramfläche:

225 m O von Klein-Wiesendorf,

215—220 m Terrassen O von Inkersdorf (Wagramschotter), ältere Deckenschotter,

180 m Niederterrasse der Donau (bei Eisenbahnstation Absdorf-Hippersdorf).

Auch etwas weiter W, im Profil N von Kirchberg am Wagram, sind analoge Terrassenniveaus vorhanden:

360 m NO Neudegg, pontische Schotterfläche,

315—305 m SSW Neudegg, pliozäne Terrasse (eventuell schon Laaerberg-schotter?),

280 m S Neudegg, pliozäne Terrasse, Laaerbergterrasse¹),

260 m NW Ottenthal, pliozäne Terrasse, wahrscheinlich Höbersdorfer Terrasse¹).

Im Bereich der Wagramfläche:

245—250 m höhere Terrasse bei Kirchberg und Erlberg, pliozäne Terrasse, Arsenalterrasse²),

225 m eigentliche Wagramfläche bei Kirchberg am Wagram, ältere Deckenschotter,

184 m Neustift, S von Kirchberg am Wagram, Niederterrasse.

180 m Donaustrom.

Die Terrassenlandschaft N des Wagram hat einen deutlichen Neogensockel, der in um so höherem Niveau ausstreicht, je älter die ihn durchschneidenden Terrassen sind. Das Neogen besteht meist aus Schlier, nur zwischen Stetteldorf und Kirchberg am Wagram treten nach Vettors (19) die hangenden Oncophorasande mit gelegentlichen Sandsteinkonkretionen in der Steilböschung des Wagram zutage.

Der eigentliche Wagramabfall besteht etwa zu zwei Drittel der Höhe aus dem Neogensockel, während die Kappe von den Quartärschottern und vom Löß eingenommen wird. Der Neogensockel ist meist flacher geböschet und

¹) Bezeichnung nach den Donau-Schotterniveaus bei und oberhalb Wiens (Hassing 13).

²) Ober(Mittel)pliozän auf Grund des Fundes von *Hippopotamus pentlandi* H. v. M. (13).

immer von Schotterfetzen bedeckt, welche von oben abgerutscht sind. So gedeiht der Wein am Abfall des Wagrams im Schotterboden, der den Schliersockel verhüllt (sogeannter Schotterwein).

Die am Rand der Terrasse des Wagram auftretenden Schotter, zirka 30 m über der Donau gelegen, werden dem älteren Deckenschotter zugerechnet (17). Sie sind bei Absberg, oberhalb der Kunstmühle Schneider, gleich oberhalb der Straße, in der großen Schottergrube, am linken Hang der Schmida, gut entblößt. Unter $\frac{1}{2}$ m Löß zeigen die Kiese und Schotter auch etwas Brodelböden und in den obersten Lagen Lößkrotowine. Die Schotter bestehen aus überwiegend Kristallin- und Quarzmaterial. Bis kopfgroße Geschiebe bilden eine Seltenheit. Unter den höchstens 10 m mächtigen Schottern streicht am Gehängeabfall das Neogen aus, das sich gleich südlich, an der Straße nach Stetteldorf, durch einen Quellhorizont verrät.

Oberhalb und bei Inkersdorf überzieht über 8 m mächtiger Löß den Gehängeabfall des Wagram zum heutigen Talboden der Schmida, ein Beweis für die junge (W-eiszeitliche) Entstehung des Lößes.

Bei Absberg, auch an dem zur Donau gerichteten Wagramsteilabfall, liegt zwischen 3—4 m mächtigem Löß und dem liegenden Oncophorasand der unteren Hanghöhe bis zirka 8—9 m mächtiger älterer Deckenschotter. Dessen obere Lagen zeigen 1.3 m tief reichende Brodelböden, welche aber oben scharf und diskordant von einem 0.3—0.6 m mächtigem Kies- und Feinschotter ohne Brodelböden abgeschnitten sind. Sind also die Brodelböden das Zeugnis für das kalte Klima der G-Eiszeit, so erfolgte darauf Erosion und Wiederaufschüttung während einer weniger kalten Phase. Die Schichten dieser zweiten Phase können hier aber nicht Günz-Mindel-Interglazial sein, da sie noch mit einer hohen Erosionsbasis und hochliegenden Aufschüttung im Zusammenhange stehen. Wir kommen zur Vorstellung von zwei, durch eine kleine Erosion getrennten Günz-Phasen, wovon die ältere die kältere war.

Die Straße, die wir von Absberg gegen Osten befahren, steigt zur Höhe des Wagram, 214—217 m, an, wobei sich von Stetteldorf und Starnwörth gute Ausblicke auf das Niederterrassenfeld der Donau und den Alpenrand darbieten.

Bei Gaisruck tritt die Straße an den Fuß des Wagram heran (Taf. 4 b). Dem Abfall sitzt hier der prächtige Tumulus auf, der ganz aus humösem Löß, wie er selbst die heutige Landoberfläche bildet, zusammengeschüttet ist. Da Bayer (nach freundlichen Mitteilungen von Frau Sekretär Lotte Adametz) ein aus diesem Tumulus stammendes Keramikstück als der jüngeren Hallstattzeit

zugehörig ansprach, dürfte es sich bei diesem Tumulus um einen Grabhügel aus dieser Zeit handeln.

Am W-Abhang des Tumulus zeigen die den Schlier abschneidenden Deckenschotter unter dem Löß die Struktur der Brodelböden mit vertikal gestellten Geschieben. Indem diese Deckenschotter gerade aus der Hocheiszeit stammen, erklären sich die Brodelböden als Wirkung des kalten, durch Gefrieren und Wiederauftauen charakterisierten Klimas.

Die gleichen Brodelböden unter dem Löß im Bereiche der obersten Wagramschotter (Deckenschotter) zeigt die Grube im östlich benachbarten Hausleiten. (Dieser Aufschluß kann wie der folgende von Pettendorf wegen Zeitmangels nicht besucht werden.)

Am N-Ende von Pettendorf sehen wir:

$\frac{1}{8}$ — $\frac{3}{4}$ m humöser Löß,

2—3 m Löß,

mindestens 4 m Kies und Schotter (nach unten gröber), Deckenschotter.

Kies und Schotter weisen auch hier in den oberen Schichten Brodelbödenbildung auf. Bemerkenswert sind hier im Löß die mit geschichtetem Löß erfüllten, oval geformten Gänge, deren Alter noch nicht geklärt ist.

Von Gaisruck erfolgt die Rückkehr über Tulln (romanischer Karner) nach Wien.

Literatur zur Quartärgeologie, Morphologie und Prähistorie.

1. Lotte Adametz, Zusammenfassung der alt- und jungpaläolithischen Höhlenstationen Österreichs auf Grund der Ausgrabungen und Untersuchungen von Josef Bayer. Report of XVI. Internat. Geol. Congr., Washington, 1935.
2. J. Bayer, Groß-Weikersdorf, eine neue Paläolithstation in Niederösterreich. Mitt. d. Anthropol. Ges., Wien, 52, 1922.
3. J. Bayer, Der erste Glockenbecher aus Österreich (Groß-Weikersdorf, N. Ö.). Mitt. d. Anthropol. Ges., Wien, 57, 1927.
4. J. Bayer, Der Mensch im Eiszeitalter. Deuticke, 1927.
5. J. Bayer, Über den Fund von Kotzendorf (bei Gars). Die Eiszeit, 4, 1927.
6. J. Bayer, Die Teufelslucken bei Eggenburg in Niederösterreich, eine Station des Eiszeitmenschen. Die Eiszeit, 4, 1927.
7. J. Bayer, Ein Depotfund der Hallstattperiode von Groß-Weikersdorf. Praehistorica, 3, 1928.
8. J. Bayer, Der vor- und frühgeschichtliche Mensch auf dem Boden des Horner Bezirkes. Heimatbuch des Bezirkes Horn, 1933.
9. G. Götzing, Das geologische Alter des österreichischen Paläolithikums. Report of XVI. Internat. Geol. Congr., Washington, 1935.
10. G. Götzing, Zur Gliederung des Lößes. Leimen- und Humuszonen im Viertel unter dem Manhartsberge. Verhandl. Geol. B. A., 1935.
11. G. Götzing und H. Leiter, Exkursion der K. K. Geogr. Ges. auf den Michelberg. Mitteil. Geogr. Ges., Wien, 1913.
12. H. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Penck's Geogr. Abh., VIII/3, 1906.

13. H. Hassinger, Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrahmung. Penck-Festband, Bibl. Geogr. Handbücher, 1918.
14. A. Hrodegh, Urgeschichte des Waldviertels. Deutsches Vaterland, 1926.
15. L. Kölbl, Studien über den Löß des Donautales und der Umgebung von Krems. Mittell. Geol. Ges., Wien, 23, 1930.
16. F. Münichsdorfer, Der Löß als Bodenbildung. Geol. Rundsch., 17, 1926.
17. A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Tauchnitz, 1909.
18. Angela Stiff-Gottlieb, Die Sammlung Engelshofen auf Rosenberg. Fundberichte aus Österreich I, H. 6—10.
19. H. Vettters, Aufnahmeberichte auf Blatt Tulln. Verh. Geol. B. A. 1932.
20. H. Wieseneder, Zur Frage der fossilen Verwitterungshorizonte im Löß Niederösterreichs. Zentralbl. f. Min., 1933, Abt. B/4.

Das niederösterreichische Alpenvorland bis Amstetten.

Von Hermann Vettters und Gustav Götzinger.

Topographische Karten: Nr. 4756 Baden-Neulengbach (alte Bezeichnung. Zone 13, Kolonne XIV); 4755 St. Pölten (Zone 13, Kolonne XIII); 4754 Ybbs (Zone 13, Kolonne XII).

Geologische Karten. Blatt Baden-Neulengbach der geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. Von D. Stur 1894 (vergriffen). Blatt St. Pölten der geologischen Spezialkarte von Österreich 1907 (Geolog. Bundesanstalt). Geologische Karte der Umgebung von Wien. Von Bobies und Waldmann. (Geolog. Institut der Universität Wien).

Geologische Beschreibung.

Von Hermann Vettters.

Noch innerhalb des geschlossen verbauten Teiles des XIII. und XIV. Bezirkes verlassen wir die jungtertiären Ablagerungen des Wiener Beckens. Bei der zweitürmigen Kirche von Baumgarten verläuft die Grenze zwischen dem Flysch des Wiener Waldes und den hier über die marinen Schichten übergreifenden sarmatischen Tegeln.

Gegen S erblicken wir, der geschlossenen Waldzone des Flysches vorgelagert, kleinere, aber markante Hügel, die Jura-Neokomkalkklippen von St. Veit (Klippenzone des Tiergartens).

Der weitere Weg das Wiental aufwärts führt in der Flyschzone. Von Hütteldorf bis Preßbaum sind es wohl vorwiegend Oberkreideschichten (Inoceramenschichten), welche bei Purkersdorf sogar den seltenen Fund eines *Gaudryceras* ergaben (4), doch wird vorher bei Weidlingau eine andere, durch kleine Klippenblöcke markierte tektonische Linie mit Neokom- und Eozäneinquetschungen gequert (4). Von Preßbaum bis über die Wasserscheide von Rekawinkel geht unser Weg durch die eozänen Greifensteiner Sandsteine, welche den Hauptkamm des Wiener Waldes bilden. Am Außenrande der Flyschzone kommt noch eine schmalere Zone alt- und jungkretazischen Flysches zutage. Wir passieren sie bei Oberndorf und Anzbach (3).

Die schmale Oligozänmolasse (1 u. 3) [schlierartige Mergel, helle Quarzsande] ist auf unserem Wege wenig aufgeschlossen. Auffallend dagegen sind die vom Buchbergkonglomerat gebildeten Berge: Schloß und oberer Teil des Marktes Neulengbach und im Nordosten der Buchberg.

Dieses vorwiegend von Flyschgeröllen gebildete lockere Konglomerat ist eine lokale Flußablagerung an der Basis des Burdigals. Die Hügel gegen N und NW werden von dem burdigalen Schlier gebildet.

Der weitere Weg über Laa, Ollersbach und Kirchstetten führt uns über die oligozäne Molasse mit eingeschuppten Flyschzügen. Der erste Hügel rechts der Straße wird noch vom Buchbergkonglomerat gebildet (Ebersberg). Dann tritt der Weg ins Gebiet des jüngeren Schliers ein. Am Haspelwaldzug, im N, bedecken den Schliersockel die brackischen Oncophorasande des Helvet. Diese Sande stehen noch bei den Kellern nördlich von St. Pölten an.

Im Schlier (abgesehen von seiner quartären Bedeckung) bleiben wir bis über Groß Sirning. Zur Rechten haben wir den bereits zum Böhmischem Massiv gehörigen Dunkelsteiner Wald (Granulit und im SW vorwiegend Schiefergneise). Zwischen Sirning und Loosdorf kommen die kristallinen Gesteine bis an die Straße heran und werden nun von der Pielach in einem epigenetischen Tale durchbrochen [Lochau] (6). Die Höhen im SW von Loosdorf sind gleichfalls kristallines Gebirge und gehören zum Hiesbergmassiv.

Als unmittelbare Uferbildung auf dem kristallinen Gebirge lagern hier in großer Verbreitung die hellen, weißen bis gelblichen Melker Quarzsande (1, 6, 7, 8). Wir sehen sie gut aufgeschlossen am Wachberge vor Melk.

Seltener sind kohlenführende Tegel (Pielacher Tegel), die wie z. T. auch die Melker Sande oligozänen Alters sind. Lokal wurde nördlich der Straße oberhalb der Lochau eine Partie von Blockschichten (mit kristallinen Geröllen und Sandsteinblöcken) mit oligozänen Muscheln gefunden.

Bei Melk erreichen wir die Donau, die hier in das Durchbruchstal der Wachau (10) eintritt, rechts unterhalb mündet wieder in einem schmalen Durchbruchstal die Pielach. Stadt und Stift Melk liegen, von den Schotterdecken abgesehen, auf einer Kristallin-Felsterrasse.

Mit einem scharfen NO—SW-Bruche schneidet der Gneis des Hiesberges hier bei Melk und im unteren Melktale ab. Wir fahren ein Stück längs des Hiesbergbruches (11) und sehen dann nach Übersetzen der Bahn den Bruch im Melktal morphologisch klar ausgeprägt. Zu erwähnen wäre, daß dieser Bruch durch den ganzen Dunkelsteiner Wald bis über Krems verfolgt werden kann.

Am weiteren Wege kommen mehrfach noch kristalline Gesteine zutage, die aber nicht mehr zur Hiesbergmasse gehören. Es sind meist stark zersetzte Granulitgesteine. Sie gehören einer größeren Masse an, die über Erlauf hinaus nach S bis Wieselburg und nach W bis zur großen Donauschlinge bei Ybbs verfolgt werden kann, aber zum großen Teil von Melker Sanden, Schlier, pliozänen und jüngeren Terrassenschottern und Löß verdeckt wird (7, 11).

Wir fahren über diese Schichten am Wege nach Kammelbach, ohne viel aufgeschlossen zu sehen. Es sei nur erwähnt, daß zwischen letzterem Orte und Wieselburg im dunklen Schlier über Kristallin oligozäne Fossilien gefunden wurden (7, 11).

Die Donau endgültig verlassend, geht von Kammelbach ab unsere Straße im Ybbstal aufwärts. Zur Linken des breiten Tales stehen Schlierhügel mit lehmbedeckten Quarzschotterterrassen (altdiluvial) an, dahinter die Flyschberge und die Kalkalpen. Zur Rechten erscheinen wieder kristalline Höhen, gleichfalls ein Teil des Böhmischem Massivs, abgetrennt durch den Donaudurchbruch des Strudengaus.

Ein landschaftlich deutlich hervortretender Bruch begrenzt das kristalline Amstettener Bergland im O zwischen Ybbs und Blindenmarkt. In Vertiefungen des Kristallins lagern im Amstettener Bergland kohlenführende Tone, Sande, ähnlich den Melker Sanden, und Schlierschichten (11); alle wahrscheinlich noch oligozänen Alters. Dazu kommen noch besonders an den Gehängen gegen das Ybbstal altdiluviale Terrassenschotter.

Quartärgeologische Beobachtungen.

Von Gustav Götzinger.

Von undeutlichen Quartärterrassen an der Großen Tulln bei Neulengbach abgesehen (siehe Karte bei 3) werden besser entwickelte Quartärterrassen an der Perschling bei Böheimkirchen erreicht, die aus dem Flyschgebirge kommt.

Bei Pottenbrunn gelangen wir in das System der Quartärterrassen der Traisen. Die stark verlehnte, wellige und etwas zertalte Deckenschotterfläche wird gleich bei der Eisenbahnstation Pottenbrunn, in der Linie Pottenbrunn (Ort)—Zwischenbrunn, von der ebenflächigen, randlich im W schwach gekerbten, weniger lehmbedeckten Hochterrassenfläche unterschritten, deren scharfer Steilrand zur Niederterrasse der Traisen durch den Ort mit der bezeichnenden Benennung: Unter-Wagram verläuft (Linie Ratzersdorf—Stattersdorf).

Die große Schottergrube gleich N der Eisenbahnstation Pottenbrunn zeigt die Hangendlehme des jüngeren Deckenschotter und diesen selbst: Zuerst 2—3 m Lößlehm, in dessen tieferen Lagen eine rotbraune, $\frac{1}{2}$ m mächtige Leimzone erscheint; nach dem ganzen Aussehen handelt es sich um einen älteren Löß, wahrscheinlich Riß-Löß.

Darunter folgt jüngerer Deckenschotter (9, 12), wobei im östlichen Teile der Grube die Schotter und Kiese von einem Süßwasserkalk bedeckt sind. Dieser enthält eine Schneckenfauna und Kalkkonkretionen, sogenannte „Krebse“. Es liegt hier wohl eine Ablagerung in einem flachen Wasserbecken vor.

4 m tief im jüngeren Deckenschotter finden sich Schollen geschichteten Lößes, der Schnecken enthält, Es handelt sich bei diesem Löß offenbar um den Vorstoßlöß der M-Vergletscherung.

Gleich N vom W. H. Kaiser an der Straße beim Bahnhof Pottenbrunn wird über dem jüngeren Deckenschotter ein älterer Humushorizont sichtbar, der von einer Leimzone bedeckt ist. Auf dieser Leimzone, welche wohl dem M-R-Interglazial entspricht, folgt der Riß-Löß, verlehmt; er zeigt oben eine schwache Leimzone, welche der Göttweiger Verlehmung vergleichbar ist; darauf lagert der jüngere Löß.

Eine Ergänzung, bzw. Bestätigung zu den bisherigen Beobachtungen bietet der etwas verfallene Schotterbruch gleich SW von der Eisenbahnstation Pottenbrunn, der aber nicht besucht werden kann. Der jüngere Deckenschotter, der zuerst wieder den Süßwasserkalk mit den „Krebsen“ enthält, wird von einer Humuszone überlagert; darüber folgt mindestens 2 m mächtiger Leimen (wohl des M-R-Interglazials), darauf Lößlehm, wahrscheinlich der Riß-Eiszeit (Abbildung bei Bayer, 2).

Die oberen Partien des jüngeren Deckenschotter zeigen vor zirka 30 Jahren von Penck erwähnte und von mir gleichfalls beobachtete Stauchungen, welche wir heute wohl als Brodelböden der Mindel-Eiszeit deuten.

Während St. Pölten auf der von der Traisen nur wenige Meter eingetieften Niederterrassenfläche liegt, ist der nächste Steilabfall am linken Ufer der Traisen der Rideaurand der Deckenschotterterrasse, so daß sich die Hochterrassenfläche nur am rechten Ufer erhalten hat. Die Deckenschotterfläche ist zwischen Pielach und Traisen breit entwickelt (10). Penck faßte sie als ältere Decke auf, wegen der starken Verwitterung der Geschiebe im Gegensatz zu den jüngeren Deckenschottern von Pottenbrunn (9).

Der große Ziegelofen auf der Reichsstraße gleich W von St. Pölten auf der Höhe der älteren Deckenschotterterrasse arbeitet in mächtigem Lößlehm; das kann nicht jüngerer, sondern nur älterer Reiß- oder Mindel-Löß sein, der schon stark verlehmt wurde.

Diese Deckenschotterfläche des Riedels zwischen Traisen und Pielach weist im W eine stärkere Zertalung auf (12). Sowohl entlang der Traisen wie entlang der Pielach läßt sich ein verhältnismäßig hoher Schliersockel unter den Deckenschottern (in 10—20 m Höhe) nachweisen (12). Dort, wo die Reichsstraße bei Übersetzung der Bahn in Prinzersdorf zum Talboden der Pielach absteigt, streicht am Gehängeabfall in der älteren Ziegelei (gleich S der Straße) lehmig-toniges, auch sandiges Neogen mit Sandsteinkonkretionen aus (Lößähnlichkeit).

Zündel nahm an, daß die Deckenschotter W von St. Pölten schwache Wellung tektonischer Natur aufweisen, wie nach der verschiedenen Höhe der Schotter feststellbar sei. Freilich lassen sich diese Verhältnisse heute nicht mehr genau überprüfen.

Die älteren Deckenschotter der Umgegend von St. Pölten sind etwa 40 m tiefer als die pliozänen Traisenschotter, welche den Viehofenerkogel (330 m) N St. Pölten zusammensetzen. Diese jünger-pliozänen Schotter werden aber N vom Viehofenerkogel von der Terrasse eines Niveaus in Seehöhe 350—380 m überragt (12); letzteres entspricht wohl schon der pliozänen Laaerbergterrasse.

Das Niederterrassenfeld der Pielach, das bei Prinzersdorf erreicht wird, liegt bei gleicher Breite mit dem Niederterrassenfeld der Traisen bei St. Pölten tiefer als letzteres; es ist im Bereich der Traisen nach der W-R-interglazialen Tiefenerosion während der letzten Eiszeit eine höhere Aufschotterung der Niederterrasse erfolgt (12), ein Hinweis darauf, daß gegenüber dem unvergletscherten Pielachgebiet das Traisental eine Vergletscherung (im Bereiche des Göllers) barg. Die quartären Traisenschotter sind also als fluvio-glaziale aufzufassen.

Im Pielachtal erfolgt die Terrassengruppierung asymmetrisch wie im Traisengebiet, nur mit dem Unterschiede, daß im Pielachtal rechts des Flusses die Hochterrasse fehlt, während links über

die Niederterrasse eine verlehnte Hochterrassenfläche und darüber die stark verlehnte Deckenschotterterrasse (ziehend bis in die Gegend W von Obergrafendorf) sich erheben.

Bei Loosdorf tritt die Straße ganz an den Niederterrassen-Talboden der aus dem Durchbruchstal der Lochau heraustretenden Pielach. Der im W sich entgegenstellende Rücken des Wachberges zeigt über dem tertiären Melkersand eine Kappe von Donauschottern in Seehöhe 285—300 *m* (7, 12), welche noch pliozän sind. W ist aber dem Wachberg eine breite Terrasse angelagert: verfestigte Schotter durchschneiden wieder den Tertiärsand, jetzt im Niveau des älteren Deckenschotter (10). Dessen Niveau setzt sich in der Felsterrasse unter der prächtigen Fassade des Stiftes Melk fort (Seehöhe zirka 240 *m*). Mehrere Stufen (280, 320—330 *m*) überragen aber wiederum die Deckenschotter in der Richtung gegen S mit Ablagerungen pliozäner, verarmter Quarzschotter, wovon die höchsten bis zum Rosenfeld (N vom Hiesberg, 558 *m*) reichen. Die gleich hohe Terrasse sehen wir auch auf der Fahrt nach Melk rechts der Pielachmündung in die Donau, N des Ortes Pielach (7).

Nach Überschreitung des aus seinem Durchbruch durch den kristallinen Hiesberggrund kommenden Melk-Flusses erscheinen an der S-Seite des Pöchlerner Talbeckens am Abfall des Hochstraßberges einige Terrassen, welche, in Seehöhen 250—260 *m* sich haltend, zum älteren Deckenschotter von Melk gehören (9). Löß ummältelt die die Niederterrasse überragenden Terrassenbildungen. Am Hochstraßberg selbst beobachtet man in Seehöhe 300 *m*, also in 90 *m* relativer Höhe, pliozäne Quarzschotter (11), die ins Niveau der pliozänen Schotter von Melk laufen.

Ausgesprochen fluvioglazialen Schottern begegnen wir auf der Weiterfahrt nahe der Mündung der Erlauf in die Donau. War doch das im Ötscher wurzelnde Erlaufgebiet stärker vergletschert; es finden sich die nächsten Endmoränen noch unterhalb von Kienberg-Gaming. Gleich beim Ort Erlauf stehen die Konglomerate der lößbedeckten Hochterrasse des Erlaufflusses an, der im Talboden die Niederterrassenfläche, von der Erlauf durchschnitten, angelagert ist. Die Hochterrasse von Erlauf ist die Fortsetzung der bei Petzenkirchen und Wieselburg deutlich entwickelten analogen Schotterterrasse (9).

Die alpenwärts am südlichsten, bis Wieselburg—Weinzierl—Rottenhaus vorspringenden vereinzelt kristallinen Inseln zwischen Erlauf und Ybbs tragen, von Tertiäranlagerungen abgesehen, auch Löß- und Lehmdecken. Den rund 100 *m* über der Donau in Seehöhe 310 *m* gelegenen pliozänen Schottern (wahrscheinlich Laaerbergsschotter) östlich von Petzenkirchen entsprechen auch im Gebiet der unteren Ybbs höhere Quarzschotterlagen; solche sind im Bereiche des Grundgebirgsrückens zwischen Donau und Ybbs auch N von

Amstetten unter der Terrasse von Viehdorf-Stocka in 100 *m* relativer Seehöhe (360 *m*) anzutreffen (11).

Das linke Talgehänge zwischen den Orten Ybbs und Amstetten ist mehrfach durch Terrassierungen mit lehmbedeckten Schottern des jüngeren Pliozäns gegliedert. Am Taborberg oberhalb Ybbs lagert älterer Deckenschotter oder jüngstes Pliozän (Quarz- und Kristallin-Schotter) von geringer Mächtigkeit, zirka 50—60 *m* über der Donau (7). Hingegen sind die zirka 20 *m* tiefer gelegenen Schotter N der Ybbs-Scheibe (breite Fläche innerhalb des großen Donaumänders), welche die Hochterrasse überragen, wohl als Mindel-Schotter anzusprechen (7).

Von Ybbs bis Amstetten folgen wir der breiten Niederterrassenfläche des Ybbsflusses, welcher in sie besonders S von Amstetten scharf eingeschnitten hat. Der rechtsseitige Unterscheidungsrand der Niederterrasse bringt über einem bis 40 *m* hohen Schliersockel 5—6 *m* mächtige Deckenschotter zum Ausstreichen, welche vorwiegend aus Quarz, zuoberst auch aus Kalk bestehen (7, 9, 11).

Zwischen der Ybbs und dem südlicher gelegenen Flyschrand ist ein weit ausgedehntes und gut zertaltes Terrassensystem entwickelt, wobei die Niveaus sich nahe der Ybbs zwischen 320 und 300 *m*, etwas südlicher zwischen 340 und 330 *m* halten und jeweils ein deutliches Gefälle ybbstalabwärts obwaltet. Dieses südliche Terrassenniveau dürfte bereits jungpliozän sein.

SO von Amstetten, im Sporn zwischen Ybbs und Zauchbach, sind an die stark verlehmteten, vorwiegend Quarz enthaltenden Deckenschotter, 10 *m* tiefer, mächtige verfestigte Kalkschotter angelagert (W der Haselaumühle); letztere weisen W—O streichende Klüftung auf. Während sie Vettters noch als Hochterrasse auffaßt (11), möchte ich sie eher zum jüngeren Deckenschotter stellen. Hingegen findet sich weiter oberhalb des Zauchbaches die breite Hochterrassenfläche von Rampersdorf (N von Neuhofen), welche von der damaligen, hier ONO-wärts vordringenden Ybbs gebildet wurde (vgl. die folgende Exkursion: Gegend von Ulmerfeld S. 67).

In der nächsten Umgebung von Amstetten ist die große, an 10 *m* erreichende Mächtigkeit der in verschiedenen Ziegeleien abgebauten Lehme ganz auffallend. Sie überlagern auch teilweise die altquartären Quarzschotter. Es kann sich hier auf keinen Fall um aus jüngeren Lössen hervorgegangene Lehme handeln; zumeist liegen wohl fluviatile und eluviale Altlehme vor. Ein frischer Aufschluß (1935) an der Salzburger Straße beim Ortsende von Amstetten, nahe Haus 21, ließ die Auflagerung 4 *m* mächtigen Lehm auf Quarzschottern der Deckenschotterterrasse erkennen.

Schrifttum.

1. O. Abel: Studien in den Tertiärbildungen des Tullnerbeckens. Jb. Geol. Reichsanst., **53**, 1903.
2. J. Bayer: Der Mensch im Eiszeitalter, Verlag Deuticke, 1927.
3. G. Götzingen und H. Vettters: Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl, seine Abhängigkeit vom Untergrund in Gesteinsbeschaffenheit und Gebirgsbau. Jb. Geol. Bundesanst., **73**, 1923.
4. G. Götzingen und H. Becker: Zur geologischen Gliederung des Wienerwald-Flysches. Jb. Geol. Bundesanst., **82**, 1932.
5. A. Grund: Veränderungen der Topographie im Wienerwald und Wiener Becken. Penck's Geogr. Abh., 8/1, 1901.
6. R. Hödl: Das untere Pielachtal. Festschrift des Piaristengymnasiums des 8. Bez. Wien, 1901.
7. R. Hödl: Die epigenetischen Täler im Unterlaufe der Flüsse Ybbs, Erlauf, Melk und Mank. 54. Jb. des Staatsgymnasiums im 8. Bez., Wien 1904.
8. E. Nowack: Studien am S-Rand der Böhmisches Masse. Verh. Geol. Staatsanst. 1921.
9. A. Penck u. E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. 1901—1909.
10. A. Penck: Das Durchbruchstal der Wachau und die Lößlandschaft von Krems. Exkursionsführer f. d. Intern. Geologenkongreß Wien, 1903.
11. H. Vettters: Aufnahmsbericht über Blatt Ybbs. Verh. Geol. Bundesanst. 1928, 1931, 1936.
12. A. Zündel: Talgeschichtliche Studien im unteren Traisengebiet (N. Ö.). Geogr. Jahresber. aus Österreich, **5**, 1907.

Das Alpenvorland zwischen Ybbs und Enns und die Umgebung von Steyr.

Von Gustav Götzing.

(Mit 1 Tafel).

Topographische Karten: Österreichische Spezialkarte 1:75.000: Blatt Ybbs (4754), Zone 13, Kolonne XII; Blatt Enns-Steyr (4753), Zone 13, Kolonne XI.

Geologische Karte: 1:75.000, Blatt Enns-Steyr, Zone 13, Kolonne XI.

I. Das Alpenvorland der Ybbs-Enns-Platte.

Oberhalb Amstetten verläßt das Ybbstal seine ungefähr mit dem Abbruchrande der Böhmisches Masse parallele Richtung (W—O, bzw. WSW—ONO); wir folgen dem Tale in der nunmehr geänderten Richtung gegen SSW, wo der Fluß bei Kröllendorf aus der Flyschzone heraustritt.

Westwärts vom Ybbslauf bis zur Enns liegt wohl auch eine Art Ybbs-Enns-Platte vor, jedoch ist der Plattencharakter nicht so klar wie in der Traun-Enns-Platte entwickelt. Er zeichnet mehr den westlichen zur Enns entwässerten Teil aus, während der östliche größere Teil, der nach der Ybbs und ihrem größten Zuflusse, der Url, entwässert, infolge der starken Durchragungen des Tertiärs als Tertiärhügelland angesprochen werden kann, das sich im Markstein, O von Haag, bis 413 *m* Seehöhe am höchsten erhebt. Freilich birgt dieses Tertiärhügelland auch verschiedene Überreste von jungpliozänen und altquartären Schottern, wobei die höheren Kappen des Tertiärhügellandes von den pliozänen Schottern gebildet sind.

Der Untergrund des Vorlandes ist ganz überwiegend von Tertiärschlier gebildet. Dieser ist näher dem Alpenflyschrande, der von Kröllendorf westwärts über Seitenstetten, St. Peter in der Au nach Steyr führt, stärker gefaltet.

Die den Schlier bedeckenden pliozänen Schotter reichen bis über 400 *m* Höhe (Markstein O von Haag, Höhe von Öd, 390 *m*). Wo sie sich noch in zusammenhängenden Resten erhalten haben, bilden sie Rücken zwischen den im Schlier eingeschnittenen Tälern (Dirnberg 406 *m*, von O von St. Johann; Grillenberg 403 *m* W von Aschbach).

Die nächst tiefer gelegenen Schotteraufschüttungen, um 370 *m* W von Mauer-Oehling, gehören bereits höchstwahrscheinlich dem älteren Deckenschotter des Ybbstales an (2, 4). Das ist auch das Niveau (370—360 *m*), mit welchem der ältere Deckenschotter des Ennstales am nördlichen Gebirgsrande NO von Steyr ansetzt. Andererseits lehrt die Ausbildung des älteren Deckenschotters noch in der Umgebung von St. Johann, daß die Enns seinerzeit den Weg nach O, in das Urstal, genommen hat (4). Es bestand offenbar schon vorquartär eine Talfurche zwischen den Höhen des Tertiärhügellandes und dem Flyschrande, welche den Überfall nach O zur Ybbs erleichterte. Auch nach der älteren Deckenschotterzeit bestand während der Aufschüttung des jüngeren Deckenschotters eine W—O-Entwässerung entlang dem Flyschrande von Steyr nach St. Peter und weiter ostwärts zur Ybbs, wie zahlreiche Reste des jüngeren Deckenschotters in diesem Raume dartun, soweit sie in die Terrassenreste des älteren Deckenschotters eingesenkt sind.

Hingegen sind die noch tiefer eingeschnittenen Hochterrassenflächen bereits an die heutigen Flußläufe der Ybbs und Enns beschränkt, die longitudinale Entwässerung hat damals sicher nicht mehr bestanden.

Auf der Fahrt von Amstetten ybbstalaufwärts begleitet uns nördlich der linksseitige Steilrand des Ybbstales, an dem ein Sockel horizontal gelagerten Schliers unter gelegentlicher Deckenschotterbedeckung sichtbar wird. Im Ybbsbett selbst ist wiederholt dünnplattiger Schliersandstein wahrzunehmen. Das Tal ist bis Kröllendorf von dem Niederterrassenfeld der Forsthaide (300 bis 290 *m*) eingenommen; in diesen häufig zu Nagelfluh verbackenen Niederterrassenschotter hat die Ybbs oberhalb Amstetten allenthalben eine enge bis 20 *m* tiefe Schlucht eingeschnitten.

Unterhalb Ulmerfeld ist rechts der Ybbs ein hoch gelegener Rest von Deckenschotter (Höhen über 320 *m*) über dem hohen, an der Prallstelle zwischen Ulmerfeld und Winklarn entblößten Schliersockel erhalten geblieben (vgl. vorhergehende Exkursion, S. 64). Dem Deckenschotter lagert sich rechts der Ybbs die breite, verlehnte Hochterrassenfläche von Ulmerfeld (4) an; sie erstreckt sich von hier gegen ONO, was den damaligen Lauf der Ybbs ins Gebiet des heutigen Zauchbaches verrät. Ein Seitenstück der Hochterrassenfläche von Ulmerfeld bildet W der Forsthaide eine Hochterrassenfläche links, welche W von Kröllendorf von 347 *m* auf 320 *m* S von Mauer-Oehling abfällt. An ihrem Rideaurand tritt Neogen hervor. Früher bauten zahlreiche Ziegeleien die Lehme im Hangenden der Hochterrassenschotter ab.

Bei Aschbach wird das Hochterrassenfeld der Ybbs verlassen, wir treten in das Tertiärhügelland, in das im Schliergebiet weit ausgeräumte Urntal ein. NW steigt das Schliergebirge über die erwähnten Deckenschotterreste zur Höhe der pliozänen Schotter allmählich an. S-wärts bis zum Flyschrande finden sich die erwähnten plattenförmig erodierten Reste der jüngeren Deckenschotter.

Seitenstetten liegt schon ganz nahe dem N-Rande des Flysches, der hier wie bei Steyr eine der Oberkreide vorgelagerte Neokomzone zeigt.

Kalksandsteine und bunte Schiefertone setzen diese zusammen, das rutschungsreiche Gelände (wie O von Steyr) ist durch diese Tonschiefer bedingt.

Die Fahrt von St. Peter bis vor Steyr bewegt sich entlang dem N-Rand des Flysches, im Bereich des erwähnten jüngeren Deckenschotterstreifens, über den sich nördlich die größere und zusammenhängendere Deckenschotterplatte des Haager Waldes erhebt. Der hohe Schliersockel unter diesen älteren Deckenschottern besonders im Bereich des W des Haager Waldes nach St. Valentin laufenden Erlaabachtales hat allenthalben unter dem Schotter Quellaustritte und eine Erosion in den liegenden Schlier ermöglicht.

Vom Wachtberg O von Steyr bietet sich eine prächtige Aussicht auf die Lage von Steyr und die am Zusammenfluß von Steyr und Enns entwickelten diluvialen Terrassen.

II. Die Umgebung von Steyr.

Steyr bleibt seit den Untersuchungen von A. Penck (3, 4) einer der geeignetsten Punkte, um die vier ineinandergeschachtelten Quartärschotterterrassen am Alpenrande und im Alpenvorland zu ersehen.

Nachdem wir von O in das Stadtgebiet eingetreten sind, werden mehrere Exkursionen in der Richtung nach N und NW, nach S und SO und schließlich nach W veranstaltet, um die Beziehungen der Schotterterrassen zueinander überblicken zu können.

Die Stadt Steyr liegt am Zusammenfluß der Steyr in die Enns, u. zw. das Kerngebiet zwischen diesen beiden Flüssen, während die Vorstädte Ennsdorf und Steyrdorf sich an den gegenüberliegenden Ufern ausgebreitet haben. Beide Flüsse haben, wie wir noch wiederholt sehen werden, in die Fläche der Niederterrasse der Talböden eingeschnitten, wodurch wiederholt Ausbisse und Aufschlüsse der verfestigten Niederterrassenschotter sichtbar werden. Die Altstadt selbst bedeckt die Höhe der Niederterrasse (im westlichen Stadtgebiet), dann zwei etwas tiefer gelegene Erosionsterrassen (Terrasse der Pfarrkirche und Terrasse des Stadtplatzes). Diese

Niederterrassenflächen des Enns- und Steyrtales werden in der nächsten Umgebung der Stadt von steil geböschten Rideaurändern der Hochterrasse überragt, an welchen die zu Nagelfluh verfestigten Schotter gleichfalls wiederholt zutage treten.

Eine Hochterrassenfläche findet sich im SO in Ennsdorf, im S zwischen Steyr und Garsten, im W an der Straße nach Christkindl, entlang der Steyr und im N von Steyrdorf nach Gleink. Die Hochterrassen werden aber überragt von Deckenschotterterrassen, deren Gliederung im folgenden gezeigt wird.

a) Die Quartärterrassen der Enns unterhalb Steyr.

Nach Passierung der Brücke über die Steyr nach deren Mündung in die Enns wird in Steyrdorf in steilem Anstiege die Fläche der Hochterrasse erreicht, welche den Friedhof trägt. Sie ist gegen O durch das Niederterrassenfeld der Enns steil unterschritten, in dessen konglomerierte Schotter die Enns schluchtartig eingesenkt ist. Die rechtsseitige Partie dieser Niederterrasse trägt den Forst des Minichholzes.

Vom südlichen Terrassenrand der Hochterrasse S des Friedhofes oberhalb der Kirche bietet sich ein sehr schöner Blick auf die Lage der Stadt und die Terrassengliederung an den beiden Ennstalgehängen.

Die Hochterrasse wird im W von einer höheren, gegen O gleichfalls deutlich unterschrittenen Terrasse des jüngeren Deckenschotter überragt (vgl. Route nach Wolfers, S. 73 unten).

Von dieser Hochterrasse erfolgt bei Gleink der Abstieg zur Niederterrasse von Dietachdorf. Sie ist buchtartig vom Rideauabfall der älteren Deckenschotterterrasse über Dietach umgrenzt. Ein hoher Schliersockel ist hier allenthalben durch etwas flachere Böschungen und durch Quellhorizonte unter dem älteren Deckenschotter markiert.

Das Niederterrassenfeld von Dietachdorf tritt gegen O aber nicht unmittelbar an den Ennseinschnitt heran; vielmehr erhebt sich über sie die Hochterrasseninsel von Hausleithen, an deren O-Abfall um Haidershofen wiederum die eigentliche Niederterrassenfläche des Ennsflusses erscheint. (Von hier bietet sich ein guter Blick auf die drei Quartärterrassen von Haidershofen, vgl. Taf. 5 a.)

Offenbar geriet der einstige Fluß, der während der W-Eiszeit das Niederterrassenfeld von Dietachdorf schuf, gleich nachher außer Funktion, während die Enns im Bereich des östlichen Niederterrassenfeldes von Haidershofen, hier in die Tiefe rückend, verblieb.

Es ist möglich, daß das Trockental der Niederterrassenfläche von Dietachdorf, die sich weiter gegen NO hin, noch O von Assang weiter erstreckt, von

der letzteiszeitlichen Steyr geschaffen wurde, während die würmeiszeitliche Enns, die allerdings bei Ennsdorf dieser Steyr ganz nahe kam, das Niederterrassenfeld des Haidershofenertales aufschüttete; die Mündungsstelle von Steyr und Enns wäre damals also unterhalb Hainbuch, flüßaufwärts von der Luderleiten gelegen gewesen, worauf eine Anzapfung der Steyr bei Ennsdorf die Trockenlegung des Laufes von Dietachdorf veranlassen mußte [vgl. auch die Erklärungen Penck's, der das Tal von Haidershofen eher auf die Erosion der Fortsetzung des Ramingbaches zurückführen möchte (4)].

Nach Dietachdorf erfolgt ein scharfer Anstieg zur kleinen Terrasse, welche die Häuser von Heuberg und Dirnberg trägt. Diese Terrasse ist tiefer als die gegen W ausstreichende, auf einem hohen Schliersockel aufruhende ältere Deckenschotterfläche (zirka 350 bis 360 m). Sie ist aber höher als die nordwärts bei Assang an sie angelagerte Hochterrassenfläche, welche von hier entlang des linken Ufers der Enns in breiter Ausdehnung bis Enns verläuft. Diese zwischen dem älteren Deckenschotter (reich an Quarz und Kristallin, mächtiger Lößlehm) und der Hochterrasse gelegene Schotterfläche gehört demnach dem jüngeren Deckenschotter an.

Dieser jüngere Deckenschotter ist im Bereich des Heuberges als Konglomerat unter mächtigem Lößlehm aufgeschlossen; das Konglomerat liegt in einer Höhe von zirka 330 bis 345 m (4).

Diese jüngeren Deckenschotter ruhen, wie man an der S- und O-Seite des Heuberges sieht, auf einem höheren, die Talsohle der Niederterrasse zirka 10 m überragenden Schliersockel auf.

Der Abfall der jüngeren Deckenschotterterrasse zur Hochterrasse bei Assang vollzieht sich entlang der Straße infolge der Lehmbedeckung des Terrassenabfalles nicht scharf.

Wir verfolgen die breite Hochterrassenfläche der Enns, die nur mehr am linken Ufer des Flusses erhalten geblieben ist, bis kurz vor Plaick. Hier ist wiederum an den steilen Hochterrassenabfall die tiefere Niederterrasse der Enns angelagert.

Wir wandern OSO zur großen rechtsseitigen Uferkonkave der Enns, der Luderleiten. Entsprechend dem O-Rücken des Flusses in der großen Prallstelle erfolgte hier Unterschneidung, während innerhalb des großen Bogens der Enns die verschiedenen Spät- und Postglazialterrassen (nach Bildung der Niederterrassenfläche) sich erhalten haben.

Solche sind auf der Karte von O. Abel nicht ausgeschieden worden. Gegenüber der Luderleiten sind folgende Terrassen entwickelt:

Zirka 303 m Hohe Niederterrasse,
zirka 295 m spät- oder erste postglaziale Terrasse beim „u“ von Freudgut der Spezialkarte,

zirka 285 m postglaziale Terrasse beim „t“ von Freudgut der Spezialkarte.
275 m postglaziale Terrassen, östlich davon, zirka 3 m über dem Ennsniveau.

Die Luderleiten selbst, die große Prallstelle der Enns, an der entlang Straße und Eisenbahn nur mit Mühe sich ihre Passage freihalten konnten, stellt wohl den schönsten und höchsten Schlieraufschluß des ganzen Gebietes dar (vgl. Taf. 5 b). Der mergelig-tonige Schlier ist fast horizontal gelagert; erst genauere Messungen ergeben ein ganz flaches Einfallen nach Ost. Nahe dem oberen Rande der von Racheln durchzogenen Schlierwand ist ein deutlicher Quellhorizont unter rostigen älteren Deckenschottern, welche rechts der Enns eine über Haag bis St. Johann sich erstreckende Platte verursachen. Der ältere Deckenschotter ist auch hier von mächtigem Lehm bedeckt, der offenbar aus älterem Löß entstanden ist und jedenfalls vorribeiszeitliches Alter besitzt.

Wir kehren auf dem gleichen Wege über den Heuberg nach Steyr zurück und besichtigen am Nachmittage die Terrassen S und W von Steyr (Abschnitt *b* und *c*) und dann die Terrassen NW von Steyr (Abschnitt *d*).

b) Die Quartärterrassen des Ennstales S von Steyr.

Durch das südliche Stadttor kommend, fahren wir nach Übersetzung der Enns auf der südlichen Stadtbrücke die Bahnhofstraße hinauf, wo beim Haus Nr. 5 und 7 die Höhe der Niederterrasse erreicht wird, auf der auch der Bahnhof liegt. Das gleiche Niveau der Niederterrasse ist beim Jägerberg, Haus Nr. 3. Die Niederterrasse wird vom Steilabfall der Hochterrasse überragt, auf der die Gemeindeg Häuser und Häuser der Waffenfabrik liegen.

Der Anstieg vom Jägerberg gegen SO führt uns nach St. Ulrich (Taf. 5 c). Ein Rest der jüngeren Deckenschotter (383 m) ist hier über Flyschuntergrund erhalten geblieben, korrespondierend dem Riedel in gleicher Höhe (Wohlfahrtsberg 395 m) gerade S gegenüber.

Von der Gartenterrasse des Wirtshauses „Zur schönen Aussicht“ in Sankt Ulrich bietet sich ein vortrefflicher Ausblick auf die Ennstalterrassen: Die Niederterrassenfläche beiderseits der Enns wird bei Garsten von der Enns in einer Schleife durchschnitten. Auf der gleichen Terrasse befindet sich der südliche Vorort von Steyr, Pyrach. W von Garsten bildet die Garstener Höhe die langgestreckte Hochterrasse; diese wird W des Teufelsbaches von kleinen Resten des jüngeren Deckenschotters überlagert. Wir haben auch hier einen vorzüglichen Einblick auf die Terrassengliederung SW der Stadt.

Die Weiterfahrt von St. Ulrich nach OSO bis zum Flyschkamm (Kote 483 m) von Unterwald ist wegen der sehr guten Aussicht ins Vorland zu empfehlen: wir blicken im Raume zwischen Enns und Seitenstetten und Haag bis zum Donautal und zum Abfall der Böhmisches Masse.

Auf dieser Strecke erscheint in Seehöhe zirka 420 m, also höchstens 40 m höher, am Flyschrücken eine Terrasse, die vielleicht noch dem älteren Deckenschotter zugehörig ist. Ebenso zeigt der Hang O des jüngeren Deckenschotters vom Wohlfahrtsberg (395 m) eine Terrasse bei 425 m in der Richtung nach Unterwald unter dem Damberg.

Auf der Weiterfahrt nach S am rechten Ennsufer schließt ein Schotterbruch beim Leitner an der Enns die bis zur Talsohle herabreichenden Nieder-

terrassenschotter (mit groben Schottern, insbesondere in den obersten Lagen, und häufiger Verfestigung) auf.

Nun zur Haltestelle Sand über die Brücke auf das linke Ennsufer, wo bei Lahrndorf vier bis fünf jüngere Terrassen zu erkennen sind. Die Hochterrasse von Lahrndorf (bei „r“ von Lahrndorf der Spezialkarte liegt der Abfall derselben) führt verfestigte Schotter (Kalk und Flysch, wenig Kristallin und Quarz); in einer nördlichen Schottergrube zwischen Garstenbach und Eisenbahn erscheinen in der Hochterrasse zuoberst die größten Schotter mit Blöcken bis zu 70 *cm* Länge. Sie entsprechen dem Hochstand der Vergletscherung, in dem die Schmelzwässer wegen der Gletschernähe große Blöcke führten. Mit dem Rückzug des Eises mußte die Akkumulation der groben Materialien aufhören, und beim weiteren Rückzug wurde die Tiefenerosion eingeleitet, die im R-W-Interglazial den größten Betrag erreichte.

W des auf der Niederterrasse liegenden Schlosses Garsten schließt die große Schottergrube den ganzen Rideauabfall der Hochterrasse in der Höhe von zirka 15 bis 20 *m* auf. Hier sind aber die Schotter locker und weniger grob geworden (Taf. 5 c).

c) Die Quartärterrassen W von Steyr.

Auch das Quartärterrassenprofil W von Steyr, bekannt in der Literatur als das Profil von Christkindl, verdient einen Besuch der Fachwelt (3, 4).

Der schmale ostwärts von Christkindl ziehende Riedelsporn ist von Hochterrasse gebildet, welche die Niederterrasse von Steyr überragt. Beim „d“ von Christkindl der Spezialkarte, bei der scharfen Straßenkehre, zeigt die Sandmeiersche Schottergrube in den tieferen Lagen etwas verfestigte Hochterrassenschotter mit einigen kopfgroßen Blöcken; der Verwitterungslehm ist zirka $\frac{3}{4}$ *m* stark. An den Hochterrassenabfällen gegen die Niederterrasse verraten Quellen den wasserdichten Tertiäruntergrund.

Nach Christkindl erfolgt der Anstieg auf die Terrasse des jüngeren Deckenschotters mit Kote 364 *m*. Ein Aufschluß liegt am N-Abfall dieses Riedels an der Straße von Christkindl nach WNW, nach Tinsting.

Dieser jüngere Deckenschotter entspricht in der Höhe dem Deckenschotterrest links des Teufelsbaches, wobei im Tale des Teufelsbaches S von Kote 361 der kompakte, tertiäre Steyrersand (Mürbsandstein) in der Brandstetterschen Sandgrube, steil alpeneinwärts fallend, unter der Überlagerung der Deckenschotter in einer Sockelhöhe von 15 bis 20 *m* über dem Talboden des Teufelsbaches hervortritt. Infolge der hohen Lage des Grundgebirgssockels ist jedenfalls gezeigt, daß der jüngere Deckenschotter nicht mit dem Hochterrassenschotter zu vereinen ist.

d) Die Quartärterrassen NW von Steyr.

Die Fahrt nach Wolfern NW von Steyr soll die bisherigen Erkenntnisse über die Terrassengliederung entlang des Enns-Steyr-Flusses ergänzen, aber auch gute Rückblicke in die Terrassensysteme des Ennstales oberhalb Steyr darbieten.

Nach der Brücke über die klare, in die trübe Enns mündende Steyr steigt die Straße zunächst zur Höhe der Hochterrasse an, auf welcher Steyrdorf, die nördliche Vorstadt von Steyr sich ausbreitet.

Der beim Schnallentor gegen O abzweigende, gelb markierte Taborweg zum Taborturm bietet einen prächtigen Überblick über die Terrassenlandschaft oberhalb der Stadt.

In der östlichen Fortsetzung des Taborweges, am Rideaurand der Hochterrasse entlang gehend, wird die Posthofstraße erreicht, wo beim Haus Nr. 26 die Hochterrasse einen typischen Aufschluß darbietet: unter $\frac{3}{4}$ m mächtigem, braunem Verwitterungslehm, der sicher nicht als Lößlehm anzusprechen ist, lagern ganz grobblockige, kopfgroße Hochterrassenschotter, während die tieferen feiner sind, ein Hinweis darauf, daß die Schlußschotter der Hochterrasse mit dem Hauptvorstoß der Reiß-Vergletscherung im Zusammenhang stehen.

Die die Hochterrasse von Steyrdorf im W überlagernde jüngere Deckenschotterterrasse ist hier zunächst nur schwach entwickelt. Es folgt weiter westlich eine größere Durchragung des tertiären Schliers, mit mächtigem Verwitterungslehm.

Zunächst zeigen zwei Ziegeleien hart an der Straße nahe dem Waldrand 4 bis 5 m starken Verwitterungslehm des Schliers; die große Ziegelei von Franz Mayr NW von 381 m schließt unter 2 bis 3 m Verwitterungslehm direkt den geschichteten Schlier mit reichlichen Kalkknuern, zirka 5 Grad in nördlicher Richtung fallend, auf.

Diese Lehme sind also Verwitterungslehme und haben nichts mit alten Lössen zu tun.

An den flachwelligen Tertiärrücken von Etzengarn (406 m) ist aber zwischen Judendorf und Wolfern eine zirka 375 m Höhe haltende schwach zertalte Schotterfläche angelagert. Sie verläuft vom Knie des Steyr-Flusses bei Eisenbahnstation Sierninghofen im allgemeinen in der Richtung nach NO mit schwachem Gefälle. SW und N der Kirche von Wolfern lassen Aufschließungen oben lockeren, darunter meist verfestigten Deckenschotter, vorwiegend Kalk, wenig Quarz führend, mit nach N weisender Kreuzschichtung erkennen. Unter diesem Deckenschotter kommt im Tälchen NO von Wolfern, N von Judendorf, nahe dem Talboden der Schliersockel zum Vorschein.

Dieser Deckenschotter von Wolfern wird aber gegen W deutlich von einer noch höheren Platte von 395 bis 385 m Seehöhe überragt.

Es ist der quarzreiche ältere Deckenschotter der Traun-Enns-Platte, so daß die tieferen Kalkschotter von Wolfern als jüngerer Deckenschotter anzusprechen wären.

Schrifttum.

1. O. Abel, Bericht über die Fortsetzung der kartographischen Aufnahme der Tertiär- und Quartärbildungen am Außensaume der Alpen zwischen der Ybbs und Traun. Verh. Geol. R. A., 1905.
2. R. Hödl, Die epigenetischen Täler im Unterlaufe der Flüsse Ybbs, Erlauf, Melk und Mank. Jahresber. über das Staatsgymn. im 8. Bez., Wien, 1904.
3. A. Penck und E. Richter, Glazialexkursion in die Ostalpen. Führer zum 9. Intern. Geologenkongreß in Wien 1903.
4. A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1901 bis 1909.
5. J. Stiny, Eine jugendliche Störung in der Enns-Ybbs-Platte. Verh. Geol. B. A., 1933.

Die Traun—Enns-Platte. (Steyr—Kremsmünster—Wels—Gmunden.)

Von Gustav Götzing.

(Mit einer Figur.)

Topographische Karten: 1:75.000: Blatt Enns-Steyr, Zone 13, Kolonne XI (4753); Wels-Kremsmünster, Zone 13, Kolonne X (4752); Gmunden-Schafberg, Zone 14, Kolonne IX (4851). — Neue Aufnahmskarten 1:25.000; Blatt Gmunden-Schafberg (4851).

Geologische Karten: Enns-Steyr, Zone 13, Kolonne XI; Wels-Kremsmünster, Zone 13, Kolonne X; Gmunden-Schafberg, Zone 14, Kolonne IX.

I. Steyr—Bad Hall—Kremsmünster.

Die Fahrt von Steyr nach Bad Hall erfolgt zunächst im Steyrtal bis Sierninghofen. Die von der Steyr scharf unterschrittene Niederterrassenfläche wird O und W von Sierninghofen von der breit entwickelten Hochterrasse (großer Aufschluß darin zwischen Sierninghofen und Sierning an der Straße) überragt, während N von Sierning die jüngere Deckenschotterterrasse direkt an die Niederterrassenfläche herantritt.

Aufschlüsse im jüngeren Deckenschotter (mit Schliersockel) sehen wir auf der Straße O und N von Augütl, während die Hochterrassenschotter bei Sierninghofen noch nicht bis zum Schliersockel bloßgelegt sind.

In Sierning erfolgt der scharfe Anstieg von der Hochterrasse (370 *m*) zur Fläche des älteren Deckenschotters (405 *m*); in letzteren war N von Augütl der jüngere Deckenschotter eingeschnitten (vgl. die vorhergehende Exkursion, S. 73). Unter dem Deckenschotter tritt der Schliersockel, durch Quellen in einer Höhe von zirka 3 *m* über dem Niveau der Hochterrasse markiert, hervor. Der Deckenschotter bei Sierning ist zu Nagelfluh verfestigt und zuoberst 1—3 *m* tief zu Lockerkies verwittert.

Am Riedelrand des älteren Deckenschotters angelangt, überblicken wir die weite Ausdehnung dieser Platte, besonders in der Richtung des flachen Gefälles nach N. Die Zertalung erfolgt zunächst

bloß durch Flachtäler, und so liegen namentlich in der Richtung nach NW noch gut erhaltene Riedelflächen des älteren Deckenschotter vor. Allenthalben findet sich auf dem älteren Deckenschotter einige Meter mächtiger Lehm, der in einigen Ziegeleien gewonnen wurde. Etwa auf dem halben Wege zwischen Sierning und Bad Hall, nahe dem Hainzelbauer, sehen wir an der Straße zwei Aufschlüsse in der gebankten Kalknagelfluh, die in den obersten zwei bis drei Metern zu lockerem Kies aufgelöst ist.

Der Kurort Bad Hall liegt auf der Hochterrasse ober dem Sulzbachtale; er verwertet die Salz- und Jodwässer aus dem unter dem Quartär nahe dem Talboden zum Vorschein kommenden, schwach N fallenden Schlier. Auch abgesehen von der tieferen Zertalung, ist nun die Landschaft welliger als die Platte des älteren Deckenschotter. Das Alter dieser Altmoränen kann hier, ähnlich wie auch bei Kremsmünster, infolge der Verknüpfung mit Hochterrassenschottern als R-eiszeitlich angegeben werden.

In Übereinstimmung damit zeigt der Aufschluß O der Straße nach Kremsmünster (über Unterrohr) bei der Haltestelle Hehenberg sehr moränennahe, grobe Hochterrassenschotter. Das gleiche nahmen wir bei der nächsten, N gelegenen Schottergrube O der Straße wahr, wo die Grob- und kopfgroße Geschiebe von Quarz, Kristallin und Kalk enthalten.

An der Straße von Unterrohr bis Schloß Kremsegg liegen weiters drei Aufschlüsse von etwas verfestigten, häufig faustgroße Geschiebe führenden Hochterrassenschottern. Diese gehen, wie wir noch kennen lernen werden, SW von Kremsmünster aus den R-Moränen hervor.

Die Umgebung von Kremsmünster bleibt nach wie vor ein wichtiger Schlüsselpunkt für die Gliederung der Quartärbildungen des Alpenvorlandes.

Wir unternehmen zunächst kurze Begehungen der nächsten Umgebung im N, NW und S und beenden unsere Studien auf dem Gusterberg (488 m), SO des Ortes. Das prächtige Stift Kremsmünster nimmt die zirka 380 m hohe Terrassenfläche der nagelfluhartigen Hochterrassenschotter ein. Im unteren Teile des Terrassenabfalles nach der Krems, in der sogenannten Dändlleiten, erscheint der Schlier in einer Sockelhöhe von 10 bis 12 m über dem Tal. Der Schlier ist also in der Seehöhe von zirka 315 m durch die Hochterrassenschotter abgeschnitten (während die älteren Quartärbildungen auf einem Schliersockel von 385 m aufruhend). Diese Hochterrasse entspricht der von Schloß Kremsegg bis nach Unterrohr ziehenden, entlang der wir gekommen waren. Ihre Fortsetzung nach S bildet die Kalvarienbergterrasse, die sich an Ribmoränen anschließt.

Auch im W von Kremsmünster erhebt sich über die Hochterrasse ein höher gewelltes Plateau, dessen etwas komplizierte Zusammensetzung einige Schotterbrüche aufzeigen.

NNO von Kremsmünster, bei Wolfgangstein, sehen wir im mittleren Teile des sonst schon stark verwischten alten Steinbruches eine geschichtete, grobblockige Moräne mit großen Kalk- und Flyschgeschieben, die sogenannte „graue Nagelfluh“, aufliegend auf der weißen, sehr feinkörnigen, ganz festen, als Baustein sehr geschätzten, hier nur mehr 2 m mächtigen Kalknagelfluh von Kremsmünster. Dazwischen war ein schwaches Lehmband, was dafür spricht, daß die graue Nagelfluh erst nach Verwitterung der weißen zur Ablagerung gelangt ist; zwischen beiden liegt also eine Verwitterungszone. Die Unterlage der weißen Nagelfluh bilden grobe, aber etwas weniger feste, an Kristallin und Quarz reiche Schotter, welche wir als ältere Deckenschotter ansprechen (vgl. S. unten 80); sie ruhen direkt auf dem durch Quellen und Flachböschungen sich verratenden Schlier auf.

Von der Oberfläche der grauen Nagelfluh aus gehen tiefe geologische Orgeln bis in die weiße Nagelfluh hinunter; seinerzeit ausgezeichnet sichtbar (vgl. Abbildung in Angerers Arbeit), gaben sie dem Steinbruch den Namen „Orgelsteinbruch“. Schon infolge der tiefgründigen Verwitterung und wegen der fehlenden Verknüpfung mit der Hochterrasse kann die „graue Nagelfluh“ nicht als R-Moräne betrachtet werden. Es kann sich nur um die ältere M-Moräne handeln. Das ergibt sich übrigens auch im SW, bei Voitsdorf, wo diese M-Moränen in den jüngeren Deckenschotter übergehen, welcher weiter abwärts, als tiefere Terrasse, in die Fläche des älteren Deckenschotters eingesenkt ist (Stockham). Die geologischen Orgeln des Steinbruches stellen also eine Verwitterungsleistung der Post-M-Zeit dar.

Es sollen zunächst noch weitere Beobachtungen angeführt werden, ehe wir an die Quartärsynthese schreiten.

Gleich NO von Wolfgangstein hören die graue Nagelfluh (M-Moräne), aber auch die Kremsmünsterer Nagelfluh auf, und es bildet der ältere Deckenschotter unmittelbar die Höhe der Riedelplatte bei Achleiten, um sich mit N Gefälle weiter fortzusetzen. Der ältere Deckenschotter ist reich an rostigen Quarz- und kristallinen Geschieben und stets grobkörniger als die Kremsmünsterer Nagelfluh.

Von Wolfgangstein nehmen wir den Weg zur Kirche von Kirchberg, wobei wir am N-Hang dieselbe Schichtfolge antreffen: über dem Schlier grobblockige, kristallinführende Deckenschotter, darüber die feinkörnige weiße Nagelfluh, darüber die graue, lockere, grobe Nagelfluh mit vielen Flyschblöcken. Von der Kirche führt ein aussichtsreicher Weg zum Stift herab; wir

übersehen die Moränenlandschaft von Kremsmünster und blicken auf die Alpenfront (Kremsmauer, Priel usw.).

W des Friedhofes, gleich über dem neuen Schwesternheim des Stiftes, liefert der sonst schon aufgelassene Steinbruch die weiße Nagelfluh, welche, von Deckenschotter unterteuft, auf NNW fallendem Schlier aufrucht. Die Nagelfluh ist ganz feinkörnig und enthält hasel- bis walnußgroße Geschiebe; fluviatile Kreuzschichtung,

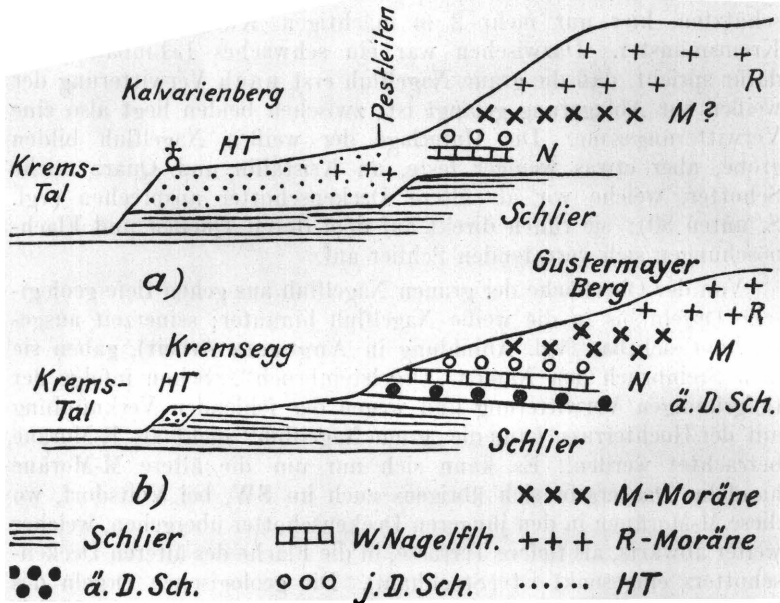


Fig. 13. Profile durch die Quartärbildungen bei Kremsmünster (nach Penck und Angerer). Länge 1 : 25.000. Fünffach überhöht.

nach NO fallend, ist wahrzunehmen. Im Hangenden erscheint wieder die graue Nagelfluh.

Am S benachbarten Kalvarienberg (=Kirchberg, SW von Kremsmünster) ist der etwas verfestigte Hochterrassenschotter über einem Schliersockel von 10 m Höhe über dem Tal gut abgeschlossen. An der N-Seite des Kalvarienberges, also in der W Nachbarschaft, war nach Angerer der Übergang in die R-Moräne 1909 durch Führung großer und gekritzter Geschiebe nachzuweisen (vgl. Fig. 13).

Die Terrassenfläche des Kalvarienberges, 380—390 m, steigt zum Kühberg-mayr (= Kirchbergmayr der Spezialkarte) an. Hier kommt im alten Aufschluß,

gleich oberhalb der Hochterrasse, unter der R-Moräne die grobe, graue Nagelfluh und darunter die weiße Nagelfluh über dem Schlier zum Vorschein (Fig. 13.)

Entlang der Straße von Kremsmünster auf den Gusterberg, 488 m (= Gustermayrberg im Volksmund), treffen wir wiederum eine ähnliche Schichtfolge (Fig. 13). Über einem hohen Schliersockel, der die Hochterrassenfläche des linken und rechten Flußufers überragt, findet sich zuerst der ältere Deckenschotter, verfestigt, reich an Quarz und Kristallin, in einer Mächtigkeit von zirka 12 m; darüber folgt die weiße Nagelfluh, 3 m stark, darüber die graue, grobe, weniger verfestigte Nagelfluh, M-Moräne, darüber als Hauptmasse die R-Moräne. Diese bildet die Höhe des Gusterberges.

Vom „Baum in der Welt“ bietet sich eine umfassende Aussicht auf die Alpen vom Ötscher bis zum Stauffen bei Salzburg, gegen N auf das Böhmisches Massiv bei Linz, auf den Hausruck und Kobernauerwald. In der näheren Umgebung überblicken wir das Zungenbecken von Kirchdorf des R-eiszeitlichen Steyrgletschers.

Sicher ist hier also die Auflagerung der R-Moräne auf die M-Moräne und deren Auflagerung auf dem G-eiszeitlichen, älteren Deckenschotter unter Zwischenschaltung der Kremsmünsterer Nagelfluh zu beobachten.

Wir überblicken nunmehr das System der Quartärbildungen um Kremsmünster. Mit der hochgelegenen und gletschernahen Hochterrasse des Kalvarienberges verknüpften sich R-Moränen, welche, von späterer Zertalung abgesehen, die Oberflächen-gestaltung SW und SO des Ortes bedingen. Diese R-Moräne bildet die Decke auf der M-Moräne, doch tritt diese, als tiefere Glazialschuppe, unter den R-Moränen im NW und N von Kremsmünster, als „graue Nagelfluh“ oberflächenbildend auf. Die M-Moräne ist jedoch nicht unmittelbar dem Schlier aufgelagert, wie es sonst meist beim jüngeren Deckenschotter der Fall ist. Vielmehr liegt unter ihr, durch einen Verwitterungslehm getrennt, die weiße Kremsmünsterer Nagelfluh und unter dieser erst der ältere Deckenschotter. Der Verwitterungslehm ist demnach in die G-M-Zwischeneiszeit einzustellen.

Die weiße Nagelfluh möchte ich jedoch nicht als fluvioglaziale Bildung auffassen. Zu ihrer Feinkörnigkeit und Armut an großen erratischen Blöcken tritt ihr lokaler, kalkalpiner Charakter, indem Kalk- und Dolomitschutt sie zusammensetzen. Sie wird mit Recht als Schuttkegel der aus den Kalkalpen gekommenen Alm gedeutet, womit auch die Verbreitung der weißen Nagelfluh von Vorchdorf bis gegen Bad Hall im Einklang steht. Hingegen ist der liegende

ältere Deckenschotter deshalb als fluvioglazial anzusehen, da zur Erklärung seiner reichen Quarz- und Kristallinführung nur ein Eis-transport durch den einstigen, zum Steyr-Gletscher über den Paß Pyhrn hinweg übergefallenen Ennsgletscher herangezogen werden kann. Der ältere Deckenschotter bei Kremsmünster lagert auf dem höchsten Schliersockel, wie erwähnt, in 385 *m* Höhe.

Die G-Vergletscherung war jedenfalls kleiner als die M-Vergletscherung. Wir wissen nicht, wo die G-Moränen gelegen waren, aus welchen der ältere Deckenschotter des Kremsgbietes sich entwickelt hat. Dieser Vergletscherung folgte aber die Bildung des Alm-Schuttkegels, der zur Entstehung der weißen Nagelfluh Anlaß gegeben hat, wahrscheinlich rasch nach. Bei ihrem extraglazialen Charakter (infolge des Mangels an großen erratischen Blöcken) könnte man sie daher auch in das G-Postglazial stellen, wenn ihr nicht G-M-interglaziales Alter zukommt. Deren Verwitterung erfolgte jedenfalls in der G-M-Interglazialzeit. Die Zwischenschaltung der weißen Nagelfluh zwischen dem älteren Deckenschotter und der M-Moräne bestärkt uns in dieser Auffassung.

Die M-Vergletscherung war im Gebiete jedenfalls die größte. Der durch Überfall des Ennsgletschers über den Paß Pyhrn hergekommene Steyrgletscher entsandte seinen westlichen Zweig N von Klaus über den Sattel von Hendl nach dem Kremstale hin, bis in die Gegend von Kremsmünster. Die große Ausdehnung der M-Vergletscherung bewirkt es, daß deren Moränen und die dazugehörenden jüngeren Deckenschotter bei Kremsmünster über die G-Bildungen gebreitet sind und nicht, wie es sonst häufig der Fall ist, in die G-Ablagerungen eingeschachtelt worden sind.

Nach der M-Eiszeit erfolgte aber eine Erosion der Moränenlandschaft — es ist der Anteil der langen M-R-Interglazialzeit —, denn wir sehen die Hochterrasse von Kremsmünster, schon auf einem tieferen Schliersockel aufruhend, die M-Moränen durchschneiden. Der R-Gletscher arbeitete wohl stellenweise M-Moränen auf; W und S von Kremsmünster liegen jedenfalls R-Moränen auf M-Moränen.

Der kleinere W-eiszeitliche Stand des Steyrgletschers erlaubte aber diesem das Überfließen ins Kremstal nicht mehr, so daß die Gegend von Kremsmünster nicht mehr erreicht werden konnte.

Es ergibt sich also aus dem Studium der Quartärprofile von Kremsmünster die Erkenntnis, daß die G- und W-Vergletscherungen kleiner waren als M und R, und daß M größer war als R. Anzeichen sowohl für die Entwicklung des G-M-Interglazials (lehmmige Verwitterung), wie des langen M-R-Interglazials (Talbildung) sind gleichfalls aus der Gegend ableitbar.

II. Wels—Lambach—Gmunden.

Von Kremsmünster nach Sattledt uns wendend, bietet im sonst wenig aufgeschlossenen Moränengebiet eine Grube bei der Querung des Sipbachtals einen guten Aufschluß der M-Moräne: unter 1—2½ *m* kiesigem Verwitterungslehm liegt zunächst entkalkte Moräne, darunter Kalkgrusmoräne mit gekritzten Geschieben; der Schliersockel erscheint gerade 1 *m* über dem Talboden.

Die fast ebene Platte zwischen Sipbach im O und Aiterbach im W ist vom älteren Deckenschotter gebildet, der dem in den tieferen Tälern überall austretenden Schlier unmittelbar aufruht. Der auch Quarz und Kristallin führende Deckenschotter ist verfestigt und geklüftet; er trägt stellenweise eine ansehnliche Lehmdecke (Ziegeleien von Aschet oberhalb von Wels).

Das Trauntal von Wels ist an der rechten Seite von einem scharfen Untergrabungsrand der Traun in die Deckenschotterplatte begleitet; unter dem Deckenschotter ist der meist S fallende Schlier angeschnitten. Hingegen ist die linke Traunseite eine ausgesprochene Schotterterrassenlandschaft mit postglazial gebildeten Stufenrändern bis zur Höhe der die Welser Heide tragenden Niederterrassenfläche. Diese ist im N und NO von Wels von einer niedrigen, verlehmtten Hochterrassenfläche überragt; sonst stößt sie direkt an das Tertiärhügelland. Allerdings liegen die Verhältnisse nicht so einfach, wie die heute gerade in diesem Gebiete vielfach veraltete geologische Sp.-Karte veranschaulicht. Es liegen auch über den Hochterrassen-niveaus mehrere höhere, lehmbedeckte Verebnungen mit Schottern, welche teils den Deckenschotter, teils den jungpliozänen Terrassen zuzuzählen sind.

Zwischen Wels und dem westlich auf der Niederterrasse gelegenen Grünbach zählen wir bis zu den Auen der Traun nicht weniger als sieben postglaziale Terrassen, wovon die oberen zwei vielleicht als spätglaziale Terrassen aufzufassen sind.

Im Schnitt S—N liegen über der Niederterrasse von Wels (318) noch Terrassen in folgenden Höhen: verlehmtte Hochterrasse schon bei 322 *m* (S Naichen), noch stärker verlehmtte Terrasse (330 *m*) (Naichen) (jüngere Deckenschotter?), 350 *m* Deckenschotter, 366 *m* (Kote SSO Buchkirchen) Jungpliozänterrasse.

Im Gebiet von Lambach, wo Alm und Ager sich mit der Traun vereinigen, sind die Quartärterrassen wieder gut entwickelt. Auf einem hohen Neogensockel, gleich oberhalb des Bahnhofes Lambach, liegen die quarzreichen, von bis 6 *m* mächtigem Lehm bedeckten älteren Deckenschotter (Kapelle 407 *m*). Die große Mächtigkeit des Lehmes ist wohl nur durch eine Lößkomponente erklärbar, indem

der Löß während der großen M-Eiszeit aufgeweht wurde und im langen M-R-Interglazial verlehmt.

Gegenüber diesem Deckenschotterrest im Bereiche des N der Traun sonst ausgedehnten Tertiärhügellandes zeigt der Riedel zwischen Alm und Traun einen mehrfachen Terrassenbau. Über der im Schlier eingeschnittenen Traun und vier postglazialen Terrassen erhebt sich die Niederterrasse (Forst des „Langen Holzes“, zirka 390 m), überragt von dem jüngeren Deckenschotter (415—405 m), der bei Stetten, vor Roitham, in M-Moränen übergeht. Die geklüftete und stark verlehnte Nagelfluh bildet ein flachwelliges Gelände.

Beim heute nicht mehr sehenswerten, für ein Kraftwerk abgeleiteten Traunfall wird wieder die Niederterrasse der Traun erreicht. In die Niederterrassennagelfluh hat die Traun, den Wasserfall bildend, eingeschnitten und etwas unterhalb davon gerade den tiefen Schliersockel erreicht.

Die Fahrt geht nun bis knapp vor Gmunden auf der rechtsseitigen Niederterrassenfläche der Traun, über der zwischen der Steyrmühle und Laakirchen die M-Moränen (Moräne mit Nagelfluh verzahnt, stark verkittet, geklüftet und mit viel Lehm bedeckt) und zwischen Laakirchen und Oberweis die Hochterrassenschotter der S anschließenden R-Moräne des Traungletschers austreichen.

Literatur.

O. Abel: Aufnahmebericht über Blatt Wels-Kremsmünster. Verh. Geol. R. Anst. 1905, 1097, 1908, 1909, 1910.

L. Angerer: Geologie und Prähistorie von Kremsmünster. Programm des Gymn. Kremsmünster, 1910.

A. Penck und E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, 1901—1909.

A. Penck und E. Richter: Glazialexkursion in die Ostalpen. Im Führer zum 9. Int. Geologenkongreß, Wien 1903.

Das Trauntal zwischen Gmunden und Aussee.

Von Erich Spengler und Gustav Göttinger.

(Mit 2 Tafeln und 1 Fig.)

Topographische Karten: Zone 14, Kolonne IX, Gmunden—Schafberg (Nr. 4851). Zone 15, Kolonne IX, Ischl und Hallstatt (Nr. 4952). (Spezialkarte 1:75.000.) Neue Aufnahmeblätter 1:25.000 des Kartogr. Institutes (teilweise erschienen).

Geologische Karten: Zone 14, Kolonne IX, Gmunden—Schafberg (Nr. 4851). Zone 15, Kolonne IX, Ischl und Hallstatt (Nr. 4951).

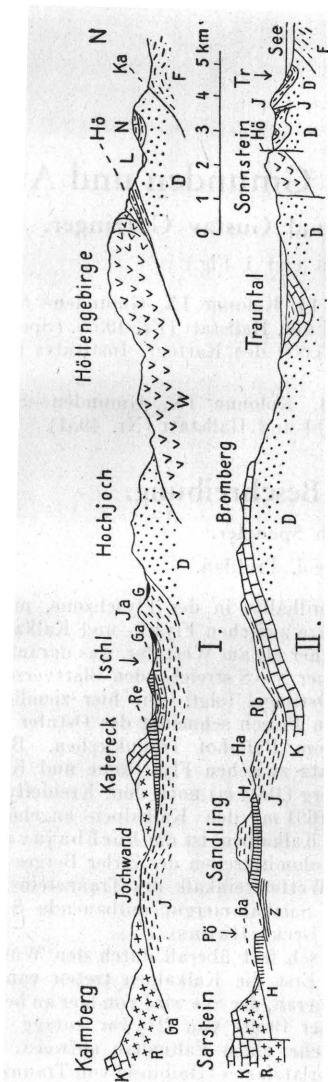
Geologische Beschreibung.

Von Erich Spengler.

(Mit zwei geol. Profilen.)

Der Traunsee liegt mit seiner Nordhälfte in der Flyschzone, mit seiner Südhälfte in den Kalkalpen. Die Grenze zwischen Flysch- und Kalkzone liegt am Ostufer des Sees um $3\frac{1}{2}$ km nördlicher als am Westufer, was darauf zurückzuführen ist, daß die Achse des Sees einer N—S streichenden Blattverschiebung mit gegen Norden vorgeschobenem Ostflügel folgt. Die hier ziemlich steile Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch schneidet das Ostufer des Sees bei Hoisen, das Westufer südlich vom Bahnhof Traunkirchen. Besonders scharf ist der morphologische Gegensatz zwischen Flyschzone und Kalkalpen am Ostufer, wo der gerundete Grünberg (1004 m) noch dem Kreideflysch, der hochaufragende felsige Traunstein (1691 m) den Kalkalpen angehört. Die tiefste hier zutage tretende Decke der Kalkalpen ist die hochbajuvarische, welcher der kaum 1 km breite Hauptdolomitstreifen des Zirler Berges nördlich vom Traunstein angehört. Mit dem Wettersteinkalk des Traunsteins beginnt bereits die fast das ganze nördliche Salzkammergut aufbauende Staufenhöllengebirgsdecke (= tirolische Decke Hahns).

Am Westufer des Sees ist der Flysch fast überall durch den Würm-Endmoränenwall vom Seeufer getrennt. Erst die Kalkalpen treten von Traunkirchen an unmittelbar an das Seeufer heran, der See wird von hier an bedeutend schmaler. Zuerst wird die hier in einer Breite von $2\frac{1}{2}$ km zutage tretende hochbajuvarische Decke gequert, welche einen Faltenbau aufweist, an dem Hauptdolomit, Plattenkalk, Lias in Hierlatzfazies (Halbinsel von Traunkirchen), Malm und Neokom beteiligt sind (Profil II). Mit dem Wettersteinkalk des Sonnsteins, der tektonisch dem Traunstein entspricht, beginnt auch hier die Höllengebirgsdecke. Am Ostufer fällt vor allem der große Steinbruch in den weißen Plassenkalken (Tithon) bei Karbachmühle auf. Die Westseite des Erlkogels besteht fast ganz aus seewärts einfallenden Hierlatz-Krinoidenkalken,



Schichtgruppen: *W* = Wettersteinkalk, *R* = Ramsandolomit (*W*, *R* = Mitteltrias); *D* = Hauptdolomit (+ Plattenkalk und Kössener Schichten), *K* = Dachsteinkalk, *H* = Hallstätter Kalk (+ Pötschenkalk), *Z* = Zlambachschiechten (*D*, *K*, *H*, *Z* = Obertrias); *J* = Jura; *N* = Neokom; *G* = Gosauschiechten (Oberkreide); *F* = Kreidelflysch.

Tektonische Einheiten: *Ka* = Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone; *H_δ* = Überschiebung der Staufen-Höllengebirgsdecke; *Ga* = Überschiebung der Gamstfelddecke; *Ha* = Überschiebung der Hallstätter Decke; *Re* = Überschiebung der Rettenkogeldecke (*Ha*, *Re* vorgausisch, *Ka*, *H_δ*, *Ga* nachgosausch). Ortsangaben: *L* = Vorderer Langbathsee; *Ja* = Jänzen; *Tr* = Traunkirchen; *Rb* = Rettenbachtal; *P_δ* = Pötschenwand.

Fig. 14. Geologische Profile durch das Trauntalgebiet.

denen am Südende des Sees ein durch blutrote Farbe auffallender Malmkalk aufgelagert ist.

Das Trauntal zwischen Ebensee und Mitter-Weißenbach folgt der Achse einer NO streichenden Mulde, in deren Kern sich der soeben erwähnte Jura des Erlaköge befindet. Die beiden Talhänge werden größtenteils von Hauptdolomit gebildet, der am linken Ufer von den sich im Hintergrunde erhebenden Wettersteinkalken des Höllengebirges hoch überragt wird. Durch das bei Steinkogel mündende Traunweißenbachtal sieht man einen Teil des aus Dachsteinkalk aufgebauten Toten Gebirges.

Von Mitter-Weißenbach über Ischl bis Goisern durchfahren wir wieder ein Querprofil (Profil I). Der südfallende Hauptdolomit der Hohen Schrott östlich und des Hochjoch westlich des Trauntales wird von Kössener Schichten, Lias, Plassenkalk (der den Kegel des Jainzen aufbaut) und Neokom überlagert, das an der Straße unmittelbar nördlich von Ischl ansteht. Diese Schichtenfolge wird von Gosauschichten diskordant überdeckt.

Bevor ich die Fortsetzung des Profiles südlich von Ischl beschreibe, möchte ich einige allgemeine Bemerkungen über die Tektonik des Salzkammergutes vorausschicken. Das Salzkammergut weist einen zweiphasigen Bau auf: In der Kreide, vor Ablagerung der Gosauschichten, wurde aus einem Raume südlich des heutigen Südrandes der Kalkalpen die Hallstätter Decke, welche durch die geringmächtige Hallstätter Cephalopodenfazies in der Trias ausgezeichnet ist, auf die übrigen Gesteine des Salzkammergutes aufgeschoben, welche im N die durch Hauptdolomit und Kössener Schichten charakterisierte Bayrische Fazies aufweisen, die gegen S ohne scharfe Grenze in die durch Ramsaudolomit und Dachsteinkalk gekennzeichnete Dachstein (= Berchtesgadener) Fazies übergeht. Die Hallstätter Decke wird noch vor Ablagerung der Gosauschichten durch die Erosion in einzelne Deckschollen aufgelöst. Ebenfalls noch vor Ablagerung der Gosau wird zwischen Ischl und Strobl die bereits der Dachsteinfazies angehörige Masse des Rettenkogels und Hainzen als Rettenkogeldecke auf eine an der Stelle des heutigen Ischltales liegende Deckscholle der Hallstätter Decke aufgeschoben.

Nach Ablagerung der Gosauschichten wird diese Rettenkogeldecke gemeinsam mit dem unter ihr liegenden Rest der Hallstätter Decke als Gamsfelddecke auf die Gosauschichten des Ischltales aufgeschoben. Zu dieser zeitlichen Gliederung des Deckenschubes in vor- und nachgosauische Phasen bin ich durch Studien an der Gosauzone Strobl—Abtenau und im Becken von Gosau gelangt.

In Ischl treten wir in die Gamsfelddecke ein. Der an ihrer Basis mitgeschleiften Hallstätter Deckscholle gehören die Hallstätter Kalke des mit einer Warte versehenen Siriuskogel, sowie der Bergfuß bei Ruine Wildenstein an. Die steil nordfallenden Dachsteinkalke der Stirn der Rettenkogeldecke sind von Ischl aus an dem mit einem eisernen Kreuz geschmückten Katereck deutlich zu erkennen.

Bei den Häusern von Anzenau treten wir aus der Gamsfelddecke wieder in die darunterliegende Höllengebirgsdecke hinaus. An der rechten Talseite sehen wir deutlich, wie die plattigen Malmkalke der Höllengebirgsdecke gegen NW unter die massigen Hallstätter Kalke von Laufen einfallen. Im Goiserner Weißenbachtale fallen dieselben Malmkalke unmittelbar unter den Ramsaudolomit der Rettenkogeldecke ein, welcher das normale Liegende des Dachsteinkalks des Hainzen bildet (Profil I).

Noch besser ist der Deckenbau von Goisern aus zu überblicken. Hier wird das Landschaftsbild von einer langgestreckten, niedrigen Felswand beherrscht, die sich vom Gipfel des Predigtstuhles zur Traun herabzieht und sich am linken Ufer als „Jochwand“ fortsetzt. Diese Wand wird von den Schichtköpfen des

Malmkalkes der Höllengebirgsdecke gebildet; die Waldhänge darunter bestehen aus Radiolariten und Liasfleckenmergeln. Über den Malmkalken der Jochwand erheben sich an der Westseite des Trauntales die eine gewaltige Antiklinale bildenden Gesteine der Gamsfeldecke: unten gelblich verwitternder Ramsaudolomit, der in den steilen Abhängen oberhalb von Steg von zahllosen Schluchten durchfurcht ist, darüber Dachsteinkalk, der im Nordschenkel das Katergebirge (Hainzen 1637 m), im Südschenkel das Ramsaugebirge (Hochkalmberg 1831 m) in den höheren Teilen aufbaut (Profil I auf S. 84).

Bei der Weiterfahrt gegen die Pötschenhöhe nähern wir uns dem aus Ramsaudolomit und Dachsteinkalk bestehenden Sarstein, der die nur durch den Hallstätter See getrennte östliche Fortsetzung des Ramsaugebirges ist und daher gleichfalls der Gamsfeldecke angehört (Profil II). Bei km 72 sind an der Straße die graugrünen Werfener Schiefer aufgeschlossen, welche die normale Basis der Ramsaudolomite des Sarsteins darstellen. Bei km 75 treffen wir nahe der Pötschenhöhe einen kleinen Steinbruch in den Pötschenkalken, einer Hornstein führenden Abart der Hallstätter Kalke, die einer vom Sarstein überschobenen Deckscholle der Hallstätter Decke angehören.

Von hier aus machen wir einen etwa $\frac{1}{2}$ Stunde hin und zurück erfordernden Abstecher an den oberen Rand der aus diesen Kalken aufgebauten Pötschenwand, wo sich ein prächtiger Blick auf den Sandling und die von diesem Berge im September 1920 abgegangenen Bergsturzmassen öffnet. Im Waldgebiet in der Tiefe stehen Zlambachschichten (obertriadischer Mergel) an, darüber folgen, durch eine Schubfläche und stellenweise vorhandene Werfener Schiefer getrennt, die fossilführenden Hallstätter Kalke des Raschberges. Die östliche Fortsetzung dieser Hallstätter Kalke bildet die tieferen Abhänge des Sandlings; sie werden zunächst von Liasfleckenmergeln überlagert, welche eine Flachstufe bilden, und über diesen folgen die Malmkalke (geschichtete Oberalmer Schichten + massiger Plassenkalk) des Sandlinggipfels (Profil II). Raschberg und Sandling bilden auch eine Deckscholle der Hallstätter Decke. Der Bergsturz setzt sich aus einem Felssturz der Malmkalke des Gipfels auf den Sattel westlich vom Sandling und aus einem $4\frac{1}{2}$ km langen Schlammstrom zusammen, der in den Liasfleckenmergeln seine Ursprungsnische hat.

Bei der Weiterfahrt gegen Aussee öffnet sich der Blick auf den südöstlichen Teil des Toten Gebirges. Besonders tritt der Loser nördlich und der Trisselberg östlich des Altausseer Sees hervor. Der Loser besitzt einen Sockel aus Dachsteinkalk, der am Südfuß des Berges gegen SW unter die Hallstätter Deckscholle des Sandling einfällt. Der Dachsteinkalk wird von einer Abflachung bildenden Radiolariten und diese werden von den Oberalmer Schichten (Malm) des Gipfels überlagert, welche sehr steile Wandabstürze bilden. Der Trisselberg ist an einer unter dem See durchziehenden, NO streichenden Bruchlinie gegen den Loser so tief abgesenkt, daß hier der Dachsteinkalk unter dem Talniveau liegt und die tithonischen Plassenkalke die ganze mächtige Trisselwand aufbauen, die dem Altausseer See an seiner Ostseite einen prächtigen Abschluß gibt.

Gegen S sehen wir von Aussee und Altaussee den Zinken, den nördlichen Randgipfel des aus Dachsteinkalk aufgebauten Dachsteinplateaus, der vom Sarstein nur durch das Erosionstal der Traun getrennt ist. Von Altaussee ist zwischen dem Sarstein und dem Zinken der Dachstein selbst mit dem Hallstätter Gletscher sichtbar.

Wichtigste Literatur für die Exkursion:

F. F. Hahn: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteilungen der Geolog. Gesellschaft in Wien. 1913.

E. Spengler und J. Pia: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Borntreagers Sammlung geologischer Führer XXVI. (1924). Hier sind die bei der Fahrt Gmunden—Ischl—Aussee sichtbaren Aufschlüsse genauer beschrieben.

O. Lehmann: Die Verheerungen in der Sandlinggruppe durch die im Frühherbst 1920 entfesselten Naturgewalten. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Math.-naturw. Kl. 100. Bd. Wien 1926.

Glazialgeologische Beschreibung.

Von Gustav Götzinger.

(Mit 2 Tafeln.)

I. Von Gmunden bis Ischl.

Von Gmunden bis Altmünster fahren wir am inneren würm-eiszeitlichen Endmoränenwall entlang und blicken W von Altmünster auf den äußeren, an den Kalvarienberg (515 *m*) sich anlehenden Moränenwall (vgl. Beschreibung der Würm-Endmoränenlandschaft am Gmundner See, S. 99).

Auch von Altmünster bis zur Eisenbahnstation Traunkirchen liegt noch eine Jungmoränenlandschaft des Traungletschers vor. Ähnlich wie beim Attersee, ist es am linken Saum des Würm-Traungletschers des Gmundener Seetales zur stärkeren Ablagerung von Moränen gekommen als am rechten Saume, wo am Steilufer glaziale Ablagerungen geradezu fehlen. Da infolge der Querverschiebung im Gmundner Seegebiet, welche den Traunstein gegenüber der entsprechenden Kalkzone bei Traunkirchen um 4 *km* nördlicher verschoben hat (1), der Flysch gegenüber dem Kalk der glazialen Erosion einen viel geringeren Widerstand geleistet hat, setzen die Jungmoränen an Breschen des Flysches an, welche auch schon während der R-Eiszeit bestanden, wie deren Ablagerungen dartun; so waren auch Verbindungen vom Gmundner-See-Talgebiet nach dem Aurachtale ermöglicht. Die größte Bresche zwischen Grasberg und Kollmannsberg zieht von der Eisenbahnstation Traunkirchen nach WNW über die „Eben“ und das Becken von Vichtau nach Neukirchen zur Aurach. Am linken Ufer des Gmundner-See-Tales legen sich also in weiter Entfaltung Jungmoränen an höhere Altmoränen (Riß) an. Die scharfunterschneidende Wirkung des Gletschers äußert sich noch recht deutlich am steilen bewaldeten Osthang des Grasberges (737 *m*).

Vor Traunkirchen schon treten im Kalk die Erscheinungen der glazialen Rippung deutlich zu Tage, wofür dann die nächste Umgebung von Traunkirchen gute Beispiele gibt. Die steilen Trogwände des Gmundner-See-Tales begleiten uns nun beiderseits bis Ebensee.

Die rasche Zuschüttung dieses Sees durch das Traundelta bezeugen die breiten Anschwemmungen oberhalb Ebensee bis Steinkogel auf einer Länge von 4 *km*.

Es sind aber auch mehrfach Anzeichen für einen höheren Stand des Sees nach dem letzten Rückzug des Gletschers gegeben. Der untere Teil des Rindbachtals und des Frauenweißenbachtals haben mächtige Verbauungen durch Schotter erhalten (diese sind auf der neuen geologischen Karte irrtümlicherweise noch als W-Moränen kartiert). Zwei bis vier Schotterterrassen sind unterscheidbar.

Im unteren Rindbachtal reichen die Schotter noch bis auf 470 *m* Höhe, also 40 *m* über den Talboden. Es sind Schuttkegel in einen höher gestauten Gmundner See, dessen Seespiegel bei und etwas unter 450 *m* gelegen haben mag, wie man nach dem großen Kegel bei Steinkogel schließen kann (Höhen 450—455 *m*). Der ruckweisen Entleerung des früher größeren Gmundner Sees im Trauntal entsprechen verschiedene Schotterterrassen (4 bis 5 nördlich der Mündung des Frauenweißenbachtals).

Die von Penck (3) angegebenen Deltaschotter eines in 440 *m* Höhe spiegelnden Sees vom Eisenbahneinschnitt S Steinkogel sind heute nicht mehr zu beobachten. Hingegen sehen wir gegenüber an der Straße, bei der Miesenbachmühle, an der Solenleitung 23° N fallende feinkörnige Deltanagelfluh, gleich S davon in der Schottergrube am rotmarkierten Weg von 5 *m* horizontal gelagerten Grobschottern überdeckt. Es liegt ein Delta des Mühleitengrabens in einen See von zirka 445 *m* Höhe vor.

Die Siedlung Langwies entlang des linken Ufers der Traun verteilt sich auf die Ebenheiten mehrerer niedriger Terrassen, welche gelegentlich Felshöcker umschütten; doch korrespondieren mit ihnen auch Felsterrassen. Die scharfe Zustutzung mancher von den Seitentälern eingebauter Schuttkegel weist auf deren teilweise Entstehung als Deltabildung in einen einst hier gebildeten Talsee hin, so gegenüber der Mündung des Frauenweißenbachtals, wo auf einen zirka 20 *m* höheren Seespiegel (460 *m*) geschlossen werden kann.

Zwischen Steinkogel und Lahnwies an der linken Talseite senkt sich von der Höhe des Höllegebirges (Ofenthalgupf) ein breites, rundgehöckertes, einstiges Gletschertal zur Tiefe (Taf. 6*a*), das während der Vergletscherung eine prächtige Eiskaskade gebildet haben mag. Das breite Gletschertal ist durch beiderseitige Schliffkehlen an den SO Ausläufern des Schüttingeeks (1620 *m*) und der Ofenhöhe (1594 *m*) scharf abgegrenzt (vgl. Taf. 6*a*). Die unteren Teile bergen den „breiten“ und „schmalen Lahngang“. Die linksseitige

Schliffkehle ist noch in 700 *m* Seehöhe unter dem Glaxenberg entwickelt. Hier bestand also vom Höllengebirge her ein wichtiger Zustrom zum Traungletscher.

Beim W. H. Langwies eröffnet sich ein guter Blick auf die durch gleichmäßige Bankung charakterisierte Hohe Schrott (1786 *m*) mit Karansätzen und Wildbachtrichtern. Bei der Haltestelle Langwies sind Rundhöcker und ein Einzelhügel von abgestutzten Schuttkegeln umschüttet, in welche zur Traun noch zwei weitere Terrassen eingesenkt sind.

Im breiten Becken von Mitterweißenbach ist rechts der Traun eine ausgedehntere Terrasse von 470—480 *m* Höhe dominierend, an welche eine zirka 10 *m* tiefere Terrasse angelagert ist. Diese stellt eine Deltaterrasse dar, wie der Aufschluß gleich oberhalb der Flußbrücke zwischen Kößelbach und Eisenbahnstation Mitterweißenbach zeigt (Taf. 6*b*): N fallende Deltasande mit Feinkies sind von 2 *m* grobem Schotter scharf abgeschnitten, woraus ein Seespiegel von zirka 460 *m* Seehöhe hier zu ermitteln ist (in Übereinstimmung mit Penck ([3]).

Nach der Gestaltung der höheren Terrasse zu schließen, ist auch diese die Terrasse eines in 470 *m* Höhe spiegelnden höheren Talsees.

Gerade gegenüber von Kößelbach, bei der Mühle, beobachten wir mehrere Terrassen eines ausgelaufenen Sees, welche alle unter der Höhe der oberen Terrasse liegen.

Die auf den Deltasanden hangenden Grobschotter der tieferen Seeterrasse von Mitterweißenbach sind wegen der schwachen Kritzer gletschernah abgelagert. Sie stammen aus einer Zeit, als noch der Traungletscher bei Ischl endete, welchen Stand Penck in das Bühl-Stadium einordnete (3).

Gegenüber der Traunprallstelle unter dem Ischler-Kalkwerk sind innerhalb des Traunbogens zwei bis drei Terrassen bis zu 20—25 *m* Höhe über dem Fluß entwickelt; sie dürften bereits fluvial sein.

Gegenüber der Mündung des Rettenbachtals begleitet das linke Ufer wiederum die tiefere, zirka 10—15 *m* hohe Terrasse, welche nach der Mündung der Ischl in die Traun stärkere Verfestigung aufweist. Sie lagert O des W. H. Schmalnau (O des Jainzenberges) an eine nicht mehr ganz ebene, aus horizontaler Nagelfluh bestehende, zirka 30 *m* höhere Terrasse. Die Überdeckung dieser Nagelfluh O des genannten W. H. durch eine Jungmoräne weist darauf hin, daß die Nagelfluh nicht nur Prä-Bühl, sondern auch höchstwahrscheinlich Prä-Würm ist. Diese höchstwahrscheinlich interglaziale Nagelfluh lehrt zugleich, daß das Trauntal schon vor der letzten Eiszeit so tief wie heute erodiert war.

II. Von Ischl bis Goisern.

Die Lage von Bad Ischl ist durch den Zusammenfluß von drei Flüssen charakterisiert: rechts mündet in die Traun der Rettenbach, links die Ischl. Während aber das Tal des Rettenbaches schmal ist, verbreitert sich das aus dem Wolfgangsee kommende Ischltal noch über die Breite des nach N gerichteten Haupttales. Wie Penck (2) darlegte, liegt Ischl an der eiszeitlichen Gletscher-gabelung. Es war das Ischltal von dem stärkeren Zweig des Traungletschers durchströmt, während der viel schwächere sich nach dem Gmundner-See-Tal wendete. Zur früher westlichen Stromrichtung des Traungletschers, der bekanntlich vom Wolfgangseegebiet nach dem Mondsee- und weiter nach dem Zellersee- und Atterseegebiet überfiel, steht der heutige, O gerichtete Lauf der Ischl in Gegensatz. Die Ischl ist ein Beispiel für die zentripetale Entwässerung nach dem Stammbecken hin.

Eine zungenbeckenartige Gestaltung tritt aber gerade im Umkreis von Ischl nicht in Erscheinung. In dem Raum, wo der Gletscher sich gabelte, schaltet sich eine wellige Hügel- und Einzelberglandschaft ein. Außer dem breiten Rücken des Jainzen (835 *m*) im N, springen besonders der Siriuskogel (599 *m*) im S und der Kalvarienberg (606 *m*) im W in die Augen. Die Höhen der beiden letzteren Berge halten sich mit der Kuppe oberhalb Kaltenbach (604 *m*) sowie mit den Eckfluren von Obereck (609 *m*) und des Hubkogels (618 *m*) SO von Bad Ischl im Niveau 600 *m* eines alten Talbodens, der unter der Mitwirkung der Erosion der drei genannten Flüsse, vor allem aber durch Gletscherwirkung ein unregelmäßiges Hügel- und Höckerrelief erhielt.

In diesem Führer können nur einige Punkte der eiszeitlichen Gestaltung unseres Gebietes dargelegt werden. Im W der Kurstadt sind zwischen die felsigen Buckel Jungmoränen eines Rückzugsstadiums eingebettet. Diese stellen eine etwas jüngere Phase des Bühlstadiums des Traungletschers zwischen Ischl und dem Wolfgangsee dar (2 und 3).

Zwischen den Moränenkuppen liegen kleine Moore, wie das Wagnermoos und das Filzmoos W Ahorn (W des Kalvarienberges). N des Kalvarienberges, zwischen diesem und dem Ischlfluß nehmen die Moränen Kames-Charakter an; mehrere Gruben erschließen schräg geschichtete Sande, häufig in varwigem Wechsel mit kugeligen Rollsteinschottern. Wir haben es offenbar mit Ablagerungen der in Gletschertunnels geflossenen Schmelzwässer zu tun.

Auch weiter W davon, gleichfalls nahe der heutigen Ischl, S der Haltestelle Pfandl und W des Filzmooses, sind solche deltaartige,

schräg geschichtete Sande im Wechsel mit Rollsteinen, mit Neigungen nach W und NW wahrzunehmen. Die Deltaschichtung aller dieser bis 540 *m* reichenden Ablagerungen legt die Existenz eines höhergespannten Wolfgangsees im W, nahe dem damaligen Gletscherand nahe (vgl. auch 2).

In der Bresche zwischen dem Siriuskogel und dem durch einen prächtigen Rundbuckel (536 *m*) ausgezeichneten Felssporn vom Obereck weisen die flachen, wiesenbedeckten, wellig-kuppigen Geländeformen auf einen kurzen Eisstand mit Toteis-Entwicklung hin. Muldenförmige Löcher sind O und NO von Sulzbach zwischen den umgeschwemmten Moränen ausgespart geblieben. Ein Moränenaufschluß mit einer $\frac{1}{3}$ *m* mächtigen Seetonschichte liegt gleich O der Straße nach Goisern SW von Reiterndorf.

Zur Zeit der Toteisbildung S von Bad Ischl befand sich O im Mündungsgebiet des Rettenbaches ein See, der in der Höhe von 470—480 *m* spiegelte, wie beim Sägewerk an der Rettenbachmündung festgestellt werden kann. (Vgl. auch Pencks Abbildung der Seedeltaablagerung im Rettenbachgraben [3]). Die Zuschüttung des Sees erfolgte unter Bildung der die Deltaschichten überdeckenden Schotterfläche in 480—490 *m* Höhe. Der Abfall dieser Schotterterrasse zur Traun ist gleich S der Eisenbahnbrücke über die Traun, bzw. beim Anstieg der Goisernerstraße zum Friedhof von Bad Ischl zu erkennen.

Auf den Rückzugsstand eines oberhalb von Ischl etwa 130 *m* mächtigen Traungletschers kann auch aus den Gletschersaumnurden sowohl an der rechten, als auch an der linken Seite geschlossen werden: eine solche verläuft rechts mit S—N-Richtung zwischen den Gehöften von Ober- und Untereck in unter 600 *m* Höhe, eine andere mit SO—NW-Richtung zwischen dem linken Traungehänge und dem Kuppen- und Rippenstreifen in der südöstlichen Fortsetzung der alten Römerstraße hinter der Ruine Wildenstein.

Auch die Gehöftgruppe W der „Kalkgrube“ von Obereck ist in Seehöhe von zirka 530 *m* durch eine ähnliche S—N gerichtete Saumnurde geteilt. Zur Zeit des noch weiteren Schwindens des dünner gewordenen Traungletschers mag ein Saumfluß am Rande des Eises diese Erosion bewirkt haben.

Innerhalb des nach O gerichteten Bogens der Traun oberhalb Ischl, nahe dem Schlosse Engleiten, sind am linken Ufer neuerdings drei bis vier Terrassen entwickelt, wovon die zweite, ganz nahe der Bahn ausstreichende Terrasse, (gleich S von der Eisenbahnbrücke über die Traun), einen guten Aufschluß einer varwigen Deltaablagerung (mit 16° OSO Fallen) darbietet. Das Delta ist zuoberst durch Grobschotter von 1 *m* Mächtigkeit abgeschnitten. (Der im Privatpark und jenseits der Straße gelegene Aufschluß kann von uns nicht besucht werden). Es liegt ein ganz ähnlicher Fall wie bei Mitterweißenbach vor. Wir können hier auf einen Seespiegel im Trauntale, etwa in Seehöhe 480—485 *m*, schließen.

Vier Terrassen sind neuerdings am rechten Ufer der Traun knapp vor Lauffen ausgebildet; doch zeigt der größere Aufschluß nahe der Straße bereits fluviatile Struktur. Die oberste Terrasse, auf der das Kinderasyl liegt, hat eine Seehöhe von nahe 490 *m*. Die Bundesstraße nach Lauffen steigt vom Jägerhaus O des Schlosses Engleiten über die erwähnten Terrassen bis zu dieser Terrassenhöhe auf. Eine Fortsetzung letzterer ist übrigens auch am linken Ufer gleich N der Haltestelle Lauffen zu beobachten. Eine Felsterrasse in der Enge von Lauffen (Wildenstein) in Seehöhe 495 *m* stellt die Verbindung mit den Schotterterrassen von Anzenau und Weißenbach her.

Bis fast in die Enge von Lauffen reichte ein Rückzugsgletscher, der bei Goisern und Weißenbach, in geringer Höhe über der Traun, seine Ufermoränen hinterließ.

Moränen mit großen geschliffenen und gekritzten Blöcken liegen N von der Säge von Weißenbach, W von Anzenau. Aus ihr gehen gegen NO in der Talweitung von Weißenbach fluvioglaziale Schotter hervor. Unter dem Niveau dieser Moräne (510 *m* Seehöhe) sind noch drei Terrassen bis zur Traun eingeschritten.

Die Traun-Enge von Anzenau ist durch das Herabsteigen der Jura-Kalkwand, der „Ewigen Wand“ rechts des Flusses, bzw. der „Gschwandwand“ links des Flusses erzeugt.

Oberhalb der Enge breitet sich das Becken von Goisern aus, das einen Rückzugshalt des Gletschers barg. Gut entwickelte, kulissenartig hintereinandergestellte Ufermoränen begleiten in mehreren Staffeln die Traun: so an der linken Seite zwischen Ramsau, Gschwandt, Unterjoch bis Wildpfad, während ausgedehnte Rückzugsmoränenwälle von Primesberg und Posern den rechten Saum dieses Gletschers markieren.

An der linken Seite ziehen die höchsten Ufermoränen von Unterjoch (594 *m*) mit allmählicher N-Neigung bis nahe zur Enge von Anzenau herab. Zwischen zwei tieferen Ufermoränenwällen verläuft gleich W vom Sanatorium Horowitz, nahe dem Rassinggraben, eine langgestreckte, einstige Ablaufrinne des Gletscher-ausflusses nach N zur Kote 521 des Jochbaches. Bei weiterem Rückzug entstand die Ufermoräne von Ramsau SW von Goisern, welche, von 577 auf 565 *m* sich senkend, den Schütt- und Steinachbach zur Aufschüttung eines ausgedehnten rändlichen Schuttkegels zwang. Einer darauf folgenden Rückzugsphase gehören schließlich die Endmoränen W Stambach, W der Straßengabelung nach St. Agatha an.

Mehrfach gestufte Ufermoränenwälle von Primesberg und Posern bilden rechts die Seitenstücke zu den Bildungen am linken Ufer. Dem Moränenwall von Unterjoch (594—575 *m*) entspricht bei Primesberg der Wall von 585—575 *m*. Bei Posern tritt an die Ufermoränenwallzüge mächtiges, von der „Ewigen Wand“ stammendes Bergsturztrümmerwerk heran; wahrscheinlich gingen die Bergstürze auf das den Hang unterschneidende Eis herab.

Nach der Abzweigung der Ausseerstraße gegen St. Agatha und Sarstein aufsteigend, erblicken wir im breiten Talbecken oberhalb von Goisern bis zum N-Ende des Hallstättersees noch weitere Rückzugsmoränenwälle und Schotterflächen, die sich an das Ende des

Traungletschers am N-Ende des Hallstättersees knüpfen. Die Spuren des allmählichen Rückzuges des Traungletschers der Gschnitzzeit, mit einer Schneegrenze von 6—700 *m* unter der heutigen (2), lassen sich in der breiten Zone von Oberweißenbach und Anzenau bis zum Hallstättersee phasenweise verfolgen.

III. Aussee.

Aus dem Becken von Goisern steigen wir auf der steilen Pötschenstraße zur Pötschenhöhe (rund 1000 *m* Höhe) an, welche die Wasserscheide zwischen dem Goiserner und Ausseer Traungebiet bildet und eine breite Einsattelung zwischen dem Sarstein (1973*m*) und dem Sandling (1716 *m*) bezeichnet.

Nahe den unteren, steilen Partien der Pötschenstraße liegen im nördlich benachbarten Seitentale die schon durch F. Simony (4) bekanntgewordenen Vorkommen von Seekreide, die steinbruchmäßig abgebaut wird. Sie ist die Ablagerung eines glazialen Stausees. Die Seekreide wechselt mit Moränen und Sanden mit Deltaschichtung (5).

Unterwegs bei der Auffahrt, so O der Siedlungen Sarstein und Pötschen, bei *km* 73 der Straße, treffen wir auf Grundmoränenreste eines wohl spätglazialen Standes des Traungletschers. Auf der Pötschenhöhe selbst beobachten wir knapp SO vom Wirtshaus geschwemmte, grusige Moräne, wohl die Lokalmoräne eines Sarsteingletschers.

Auf der Abfahrtsstrecke über Lupitsch genießen wir vom Lenaukogel (783 *m*) nicht nur eine prächtige Aussicht auf Dachstein, Loser und Trisselwand des Toten Gebirges, sondern gewinnen auch einen ganz instruktiven Überblick über das Mittelgebirge von Aussee.

Zwischen dem nördlichsten Ausläufer des Dachsteinstockes, dem Zinkenkogel (1856 *m*) im S, den Einzelbergen des Sarsteins (1864 *m*) und des Sandling (1760 *m*) im W und den Ausläufern des Toten Gebirges (mit Loser 1836*m* und Trisselkogel 1755 *m*) im N und O schaltet sich das Ausseer Mittelgebirge (Tafel 7*a*) ein, ein welliges Plateau zwischen 700 und 800 *m* Seehöhe. Es ist von den 3 Traunflüssen, den Abflüssen der drei Seen: Altaussee-, Grundl- und Ödensee durchschnitten.

Verschiedene Bildungen des Quartärs bilden die Ausfüllung eines einstigen breiten Talbeckens. Die obersten Bildungen dieser Beckenverschüttung verursachen die Oberflächengestaltung des Mittelgebirges.

Oberhalb und unterhalb von Bad-Aussee zieht im Engtal ein mehr oder minder festes Kalkkonglomerat durch, das sich bei deutlich

horizontaler Schichtung als eine fluviatile Ablagerung erweist (Ausseer Konglomerat).

Dieses Ausseer Konglomerat ist namentlich gleich gegenüber dem Bahnhof und im Ort Bad-Aussee selbst, so an der „Widleiten“, gegenüber dem Postamt, östlich vom Kurpark, beim alten Elektrizitätswerk, hinter dem Gasthof „Zur blauen Traube“, bei der Kirche usw. und oberhalb von Bad-Aussee im Tale unterhalb des Wirtshauses Wald aufgeschlossen. Der schönste und vollständigste Aufschluß befindet sich aber unterhalb des Bahnhofes Bad-Aussee an der rechtsseitigen Prallstelle der Traun: über wechselnden gröberen und feineren Schottern, welche gelegentlich Kreuzschichtung nach W aufweisen und wechselnde Verfestigung zeigen, folgt zuoberst eine ganz feinkörnige Nagelfluhbank, worauf jüngere lokale Blockmoräne lagert.

Am Beginn der Steigung der Ischler Straße, gleich SW der Traunbrücke, hinter dem „Steirerhof“, wird dieses Konglomerat, worauf mich zuerst Herr Hofrat G. Geyer freundlichst aufmerksam gemacht hat, deutlich von einer tonigen Liegend-Grundmoräne (mit kantengerundeten und gekritzten Geschieben) unterlagert, wobei die Moräne einen welligen Kontakt mit dem hangenden Konglomerat bildet; sie erhebt sich, durch eine Unterhöhlung unter dem Konglomerate markiert, an anderen Stellen bis 15 *m* über die Talsohle.

Im gleichen Aufschluß ist noch eine lockere Hangendmoräne zu beobachten, welche sonst die welligen Formen des Mittelgebirges westlich von Bad-Aussee bedingt (Plateau von Reitern). Am erwähnten Traun-Steilufer unterhalb des Bahnhofes Bad-Aussee überdeckt die oft große Blöcke führende Hangend-Moräne das darunterliegende Ausseer Konglomerat.

Desgleichen finden sich am Wege von der Kirche in Bad-Aussee zur nördlich gelegenen Sprungschanze im Hangenden des Konglomerates zunächst blaue, tonige Grundmoräne und darüber Blockmoräne, welche das Plateau von Ober-Tressen (784 *m*) bildet.

Sämtliche lockeren Hangend-Moränen des Ausseer Konglomerates gruppieren sich zu einer großartigen Endmoränenlandschaft eines postglazialen Rückzugsstadiums (Gschnitz-Stadium?). Das festere Ausseer Konglomerat ist entschieden älter als dieses Rückzugsstadium, es ist aber jünger als die erwähnte Liegendmoräne. Man kann daher ein interglaziales Alter dieses Konglomerates so gut wie sicher annehmen. Die Liegendmoräne wäre dann eine spätere Rückzugsmoräne der Riß-Vergletscherung.

A. Penck (2) stellte die Schotter unter den Moränen (Bühlmoränen?) in die „Achenschwankung“ (zwischen Würm-Eiszeit und Bühlstadium); da seither A. Penck die Achenschwankung großenteils dem Riß-Würm-Interglazial zugehörig erkannte, ergibt diese Umstellung eine gute Übereinstimmung zu der hier geäußerten Auffassung.

Bei „Wald“, oberhalb von Bad-Aussee, gewinnt man den Eindruck, als ob das Konglomerat nicht nur im Hangenden, sondern auch seitlich von einer Lockermoräne des einstigen Altausseeer-Gletschers abgeschnitten sei. Von unterhalb „Wald“ ab südlich überdeckt aber die hangende Lockermoräne durchaus das Ausseeer Konglomerat.

Die geologisch-morphologische Analyse der Plateaus von Reitern im W, Ober-Tressen im N und St. Leonhard im O läßt klar die einzelnen Wallssysteme der Endmoränen dieses Rückzugsstadiums erkennen. Moränenwall folgt auf Moränenwall.

Der markanteste, höchste und breiteste Endmoränenwall zieht von Egg (780 *m*) über die Wasnerin und Teicht, nördlich von Lerchenreith nahe zur Mündungsstelle der Ausseeer- und Kainisch-Traun. Er bildete sich offenbar bei einem Gletscherstande, bei welchem der Alt-Ausseeer- und Grundlsee-Gletscher noch vereinigt waren. Der Moränenwall hat auch gegen außen den höchsten Abfall.

Von diesem gehen südlich, zwischen Gruben und Lerchenreith, zwei Moränenterrassenflächen aus, die wohl als fluvioglaziale Ablagerung zu deuten sind (Höhen zirka 680 und 700 *m*). Der sich westlich von der Wasnerin verbreiternde Moränenrücken führt mehrere größere erratische Blöcke, so öst- und südöstlich von der Säge (Kote 704); doch auch in Lerchenreith selbst, westlich von Kote 690, wurde ein großer erratischer Kalkblock aufgedeckt.

SW von diesem Hauptwall bedecken den westlichen Teil des Plateaus von Reitern noch mehrere, gleichfalls NW—SO streichende Moränenwälle, mit Talungen dazwischen. Freilich sind die südöstlichen Fortsetzungen dieser Wälle der seitlichen Erosion durch die Traun zum Opfer gefallen. So sind zwischen dem Kirchlitzbach und den Gehöften „Sarstein“ noch 3 bis 4 solche Wälle vorhanden.

Südlich von den Gehöften „Sarstein“ gehen die Moränen in eine Schotterterrasse von zirka 680 *m* Höhe über, die sich im Koppentale abwärts am linken Ufer fortsetzt.

Vom Hauptwalle der Wasnerin liegen nordwärts, also gegen innen, im nördlichen Teil des Plateaus von Reitern weitere Rückzugsmoränenwälle, wiederum NW—SO gestreckt. Während der nördlich von der Wasnerin liegende Wall sich an den Ischlberg anlehnt, setzt der abermals nördlich vorgeschobene Wall von Löß und Reitern (Häusergruppe 720 *m*) am Lenaukogel an.

Wahrscheinlich ist es erst der Wall von Reitern (Gehöft 720 *m*), der sich östlich der Ausseeer Traun zum (Niederer) Radling fortsetzt, wogegen der Hauptwall der Wasnerin im Becken von Unter-Kainisch und Eselsbach keine Fortsetzung findet.

Hier bestand damals ein postglazialer See, der in der Höhe von 675 *m* (See Unter-Kainisch-Eselsbach) spiegelte (vgl. S. 97 unten).

Gegen N war dieser See von den Endmoränen begrenzt, die heute vom Eselsbach durchschnitten werden. Der Endmoränenwall Kote 703, östlich des alten Elektrizitätswerkes von Bad-Aussee,

streicht OSO über die „Stügerhäuser“ weiter; der noch höhere, W—O gestreckte Wall, Kote 728, zieht nach St. Leonhard. Gegen innen schließen sich daran mehrere Wallzüge, die sicher vom Grundlseetal-Gletscher abgelagert wurden: Reith 720, Kote 762 und 773, westlich vom Einzelguf des Gallhofkogels und Kote 768 bei der Siedlung Hinterkogel bezeichnen verschiedene Rückzugsmoränenwälle. An ihrem Westsaume, gegen das Trauntal, liegen diese Rückzugsmoränen wiederum dem Ausseer Konglomerat auf.

Von Bad-Aussee sowohl gegen den Grundl-, wie gegen den Altaussee-See gehend, gewinnt man den Eindruck, daß nach dem Hochstande der beiden vereinigten Gletscher oberhalb von Bad-Aussee eine Trennung in die 2 Talgletscher sich vollzogen hat.

Die Streichungsrichtungen der Moränenwälle laufen parallel zum Grundlseer Trauntalzug (vergleiche die Endmoränen an der rechten Talseite: Koten 764 und 747); sie deuten auf das Vorhandensein einer schmaler werdenden Gletscherzunge, die vom Grundlseertal herkam, hin. Die letzten Endmoränen umgürten den Grundlsee oberhalb des von S kommenden Weißenbaches.

Die den Grundlsee umspannenden Moränen betrachtet A. Penck (2) als Moränen des Gschnitz-Stadiums. Er errechnet hiefür eine damalige Schneegrenze von um 1700 *m*.

Da, wie wir gesehen haben, vom Grundlsee-Ende bis zu den Gehöften Sarstein Moränenwall auf Moränenwall sich reiht, so möchte man diese gesamte reich gegliederte Endmoränenlandschaft doch lieber nur einem längeren Rückzugsstadium zuweisen, als die mehr inneren Moränen ins Gschnitz-, die mehr äußeren ins Bühlstadium zu stellen. Die Depression der Schneegrenze bei Bildung dieser äußeren Rückzugsmoränen muß nicht so wesentlich niedriger gewesen sein als bei Entstehung der Rückzugsmoränen am Grundlsee.

Die Morphologie des zwischen Grundlseer und Altausseer Traun gelegenen Plateaus von Ober-Tressen (Taf. 7b) ist gleichfalls durch Moränenüberkleidung hauptsächlich aus der Zeit der Vereinigung der beiden Gletscher bedingt. Im Unterbau auch dieses Plateaus erscheint an den Flanken beider Täler das Ausseer Konglomerat, während die sanft von 720 *m* auf maximal 780 *m* sich erhebende Fläche von Ober-Tressen von Lockermoräne gebildet ist.

Der oberhalb von Bad-Aussee nordwärts sich zurückziehende Altausseer-Gletscher hinterließ mächtige Moränen nahe dem Westsporn des Tressenstein. Am rechten Ufer bildete der Gletscher die Moränenkuppen von Lichtersberg (804 und 807), die sich vor das Lupitschtal legen. Nordwärts schließt sich nahe dem Ostabfalle des Grundgebirges die Moräne der Kuppen 813 (Gampin) und 825 (Zenzberg) an. Ein Rückzugshalt dieses Gletschers ist durch die Kuppen: Gampin (783) und Arzleiten gegeben.

Am rechten Ufer, gleich unterhalb der sogenannten Wimmbrücke, schließt die Traun unter Moränenschotter und etwas blauer Grundmoräne weiße Seekreide auf. Es hatte also seinerzeit der Altausseer-See eine größere Ausdehnung gegen Süden, indem er durch vorgelagerte Endmoränenzüge offenbar abgestaut war.

Die weiße Seekreide zeigt starke Stauchungen; ob diese auf subaquatische Rutschungen oder auf den Eisdruck eines Gletschers, der um Altaussee oszillierte, zurückzuführen sind, läßt sich bei dem geringen Aufschluß nicht leicht entscheiden.

Im Traunbett oberhalb, O von Gampin, tritt der Felsuntergrund zutage, einen prächtigen Gletscherschliff aufdeckend, und südlich des von Hofwiesen der Traun zueilenden Baches steht neuerdings Fels an. Durch diese Felsrippe, in Gemeinschaft mit den benachbarten Moränen um das See-Ende, welche A. Penck (2), ähnlich wie um den Grundlsee, dem Gschnitz-Stadium zuteilt, wurde hier ein früherer Altausseer-See gestaut.

Ein höherer Stand desselben verrät sich durch die ausgedehnten Deltakegel von Hofwiesen, Puchen und Alt-Aussee.

Freilich ist hier kein Aufschluß mit Deltaschichtung vorhanden, doch ist das Ausstreichen der erwähnten Deltaterrasse im Niveau von 720 *m*, über dem heute in 712 *m* spiegelnden Altausseer-See auffällig und nur erklärbar durch einen etwa 8 *m* höheren Stand dieses Sees. Auch A. Penck (2) spricht von einem 8 *m* über dem See ausgebildeten Delta, das vom Augstbach aufgeschüttet wurde.

Auch am Nordufer, O von Fischerndorf, in der Schottergrube beim alten Kalkofen, beobachtet man 26° S fallende Deltaschichtung noch in 8 *m* Höhe über dem See.

Der etappenweise Rückzug der Gletscher des Grundl- und Altausseersee-Tales vor und nach ihrer Trennung läßt sich also bei Betrachtung der Oberflächengestaltung des Ausseer Mittelgebirges erklären. In dem Maße, als das Eis sich zurückzog, konnten die Abflüsse der Gletscher, bezw. die nach dem Schwinden des Eises entstandenen Seeausflüsse tiefer erodieren; der auf 720 *m* Seehöhe gespannte Altausseer-See lief von Niveau von 712 *m* aus.

Der postglaziale See von Unter-Kainisch-Eselsbach, der in 675 *m* spiegelte, ist jedenfalls vom Altausseer-See streng getrennt gewesen. Er entstand zur Zeit der Bildung der Moränen um Bad-Aussee. Hier bei Eselsbach-Unter-Kainisch wurden keine Moränen gebildet, da der See sich entwickelte.

Eine Sand- und Kiesgrube SO der Ortschaft Eselsbach (auf der Karte O Kote 665) zeigt unter 3-5 *m* horizontal geschichteten Schottern und Kiesen gute Deltaschichtung der varwigen Schotter und Sande (seltener Tone). Die ebene Fläche zwischen der Ortschaft Eselsbach und dem östlichen Gehängeabfall des Nd. Radling und dem Endmoränenzuge der „Stügerhäuser“ stellt einen ganz flachen Deltakegel der damaligen Traun und des Eselsbaches dar.

Der See entleerte sich aber rasch in mehreren Rucken, infolge rascher Erosion der ausfließenden Traun. Im Profil von O nach W zum Sudhaus (Mündung des Eselsbaches in die Kainisch-Traun und Mündung beider Traunflüsse) lassen sich 7 Terrassen verfolgen. Im Profil von Nord nach Süd, von der Aufschüttungsfläche vom Eselsbach zum Sudhaus, sind 6 Terrassen zu beobachten.

Diesen Terrassen zwischen Kainisch- und Ausseer-Traun entsprechen namentlich auch entlang der Altausseer-Traun verschiedene postglaziale Terrassen. Sie sind vielfach Erosionsterrassen, welche das Ausseer Konglomerat durchschneiden.

Auch entlang der Grundlseer-Traun beobachten wir korrelate postglaziale Terrassen.

Literatur.

1. G. Geyer, Über die Querverschiebung am Traunsee. Verh. geol. R. A. 1917.
2. A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, Tauchnitz, 1901—1909.
3. A. Penck und E. Richter, Glazialexkursion in die Ostalpen. Führer zum Int. Geol. Kongreß, Wien 1903.
4. F. Simony, Dachsteingebiet. Ein geographisches Charakterbild aus den österreichischen Nordalpen. Wien, Hölzel, 1895.
5. E. Spengler und J. Pia, Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Sammlung geol. Führer XXVI. Borntaeger 1924.

Die Moränen des Traungletschers in der weiteren Umgebung von Gmunden. (Gmunden—Vöcklabruck.)

Von Gustav Götzinger.

(Mit 1 Figur.)

Topographische Karten: Spezialkarte 1:75.000: Gmunden—Schafberg, Z. 14, Kolonne IX (neue Bezeichnung 4851); Ried—Vöcklabruck, Z. 13, Kolonne IX (neue Bezeichnung 4751). Neue Aufnahmeblätter 1:25.000, 4851 Ost (Blatt Gmunden).

Geologische Karten: Gmunden—Schafberg, Z. 14, Kolonne IX (Geolog. Bundesanstalt).

Die Endmoränen des östlichen Traungletscherzweiges, der seinen Weg durchs Trauntal über das Gmundner Seebecken nahm, umspannen das N-Ufer des Gmundner Sees. Sie lehnen sich im O an den Grünberg, im W und NW an den Gmundner Berg an. Beide Berge bestehen aus Oberkreide-Flysch.

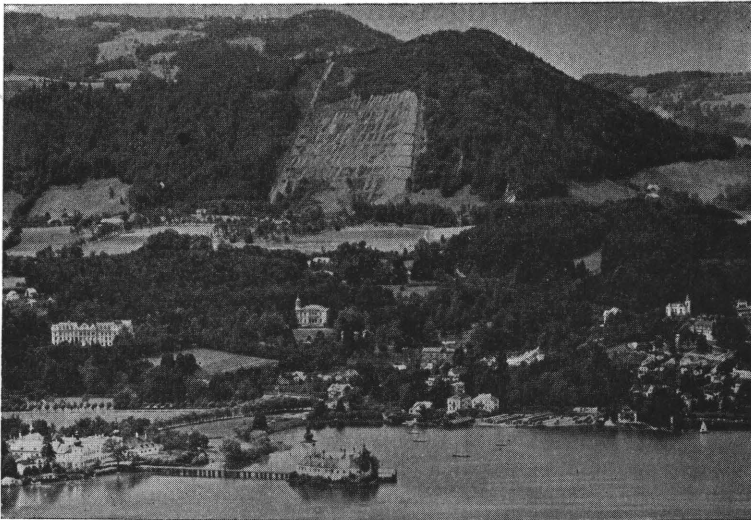
Während die Jungmoränen an der W-Seite des Sees (Altmünster) bei der vorhergehenden Exkursion in das obere Trauntal gestreift wurden (S. 87), behandeln wir hier die typische Endmoränenlandschaft, auf welcher sich die Kurstadt Gmunden ausbreitet (Fig. 15).

Auf der linken Traunseite sind zwei Hauptwallzüge zu erkennen. Der äußere ist als langgestreckter, NO streichender Wall gleich O der Bahnlinie entwickelt. Die kuppigen Rücken von Eck (Koten 512, 513, 514 *m*), von dessen Höhen sich eine ausgezeichnete Aussicht in das tief gelegene Zungenbecken des Sees darbietet, stellen einen geschlossenen Wall dar, der an der Niederterrassenfläche von Straßmörtel endet, O der den Dollfußplatz in Gmunden mit dem Bahnhof verbindenden Straße (Bahnhofstraße).

Der innere Wall ist mehr in Einzelkuppen aufgelöst: Kuppe 480 *m* N vom Seebad von Altmünster, Kuppe mit Villa Württemberg 466 *m*, Kuppe bei den Satori-Anlagen, Koglberg 497 *m* und Kalvarienberg 486 *m*.

Zwischen den Wällen und Kuppen befinden sich zum Teile prächtig erhaltene Trockentäler, welche die Bette der einstigen,

höher gelegenen Gletscherabflüsse darstellen. Außer dem breiten Trockentale zwischen dem äußeren Moränenwall und dem Gmundner, bzw. Pinsdorfer Berg, das nahe dem Kalvarienberg von Altmünster beginnt und bei der Hatschek'schen Zementfabrik vorbeiführt, ist vor allem als höchstes das langgestreckte Trockental zu nennen, das bei den Satori-Anlagen ansetzt und mit NO gerichtetem Lauf in der Höhe von zirka 477 *m* (nahe der Kapelle) als Taltorso endet. Gleich darunter ist ein noch tieferes, noch besser erhaltenes Trocken-



(Käufli. Photographie.)

Fig. 15. Würm-Jungmoränenwälle im westlichen Stadtgebiet von Gmund
mit dem Gmundener und Pinsdorfer Berg (Oberkreide-Steinbruch).

tal, das bei der Abzweigung der Dr. Christian Feuerstein-Straße (beim großen Tennisplatz bei der Haltestelle der Lokalbahn) etwa 35—40 *m* hoch über dem Trauntal erscheint. Dieses Trockental unterschneidet mit NNO-Richtung den früher genannten höheren Talboden in einem Steilhang und wendet sich dann gegen NO (Talboden bei den Häusern Nr. 45, 47 und 49 der Bahnhofstraße) in der Richtung zum Friedhof (Kote 457 *m* SW des Friedhofes), um wieder als „Hängental“ über der heute bis auf zirka 420 *m* Höhe eingeschnittenen Traun zu endigen. Dieses Taltorso setzt also einen wesentlich tieferen Stand des Gletscherausflusses dar als zur Zeit der Bildung des Trockentales bei den Satori-Anlagen.

Außerdem besteht noch eine ebene Bresche zwischen dem Kogl und dem Kalvarienberg, erzeugt durch eine alte Traun.

Den beiden Endmoränenwällen auf der linken Traunseite entsprechen also auch verschieden hohe Austrittsstellen der Gletscherabflüsse und damit schachteln sich auch verschieden hohe Niederterrassenfelder bei der Traunleiten, N des zusammenhängenden Stadtgebietes, ein.

Nach dem endgültigen Rückzuge des W-Gletschers schnitt die Traun, welche zwischen Kalvarienberg und Tastlberg durch eine höhere Terrasse selbst schon angelegt war, in die Moränen und weiter N-wärts in die Niederterrassenschotter ein, wobei sie zwischen Gmundn und Oberweis und unterhalb Oberweis bis zum Grundgebirge gelangte.

Auf der rechten Traunseite setzt das breite Trockental von Enghof, SO vom Tastlberg, als „Hängetal“ gegenüber dem fast 50 m tieferen Seespiegel des Gmundner Sees, in der Seehöhe von zirka 470 m, an. Diese Abflußrinne wird erst NO vom Schloß Cumberland vom „Wasserlosen Bach“, einem für das breite Talbecken viel zu schwachen Gerinne, durchmessen.

Einige besuchenswerte Aufschlüsse in den Endmoränen lehren deren Struktur und Zusammensetzung kennen. Jene ist wechselvoll: Geschiebetonmoränen und geschichtete Kiesmoränen sind häufig. Bei der Wunderburg liegt Blockmoräne vor. Der große Aufschluß NO vom Kalvarienberg zeigt lockere, geschichtete (mit schwachem N Fallen) Moräne mit varwigen Wechsel von Blockschotter mit Sand und Feinschotter, wogegen die nahe der SO-Ecke des Friedhofes sichtbare Block- und Kiesmoräne Stauchungen und steil N fallende Schichtung aufweist.

An der Zusammensetzung des Materials beteiligen sich vornehmlich Kalke und etwas Flysch, wenig Kristallin. Genauere Ermittlungen über die Geschiebeformung, Geschiebezusammensetzung u. dgl. hat J. von Lorenz gegeben. Die den Flyschgehängen benachbarten Moränen bei Traundorf enthalten natürlich auch mehr Flyschgeschiebe.

Von interessanten Kleinformen der Moränenlandschaft sind ferner die runden Kessellöcher beachtenswert, welche wohl unter Eisresten entstanden sind. Solche Kessel sind z. B. bei Kote 456, N der Villa Württemberg, und, östlich benachbart, bei Kote 458, W des Landschlusses Orth. Ein ähnliches Eisloch zwischen umschütteten Moränen befindet sich bei der Tagwerkerstraße N vom Kalvarienberg. Die größte auf diese Weise zu erklärende Kesselform zwischen Endmoränen stellen wohl die Krottenseen zwischen dem Moränenhügel von Schloß Cumberland und dem Tastlberg dar.

Die mannigfaltige Gestaltung des „Gmundner Schotterterrains“ behandelte seinerzeit Lorenz, ohne die Genese aufzuklären, die Penck bald darauf ausführte.

N der Endmoränenlandschaft breiten sich die verschiedentlich ineinandergeschachtelten Niederterrassen-Teilfelder, zwei bis drei W-eiszeitlichen Rückzugsphasen des Gletschers entsprechend, aus, wie wir im Profil von Straßmörtl gegen SO vom Friedhof erkennen.

Wir sehen ein ähnliches Verhalten auf der Weiterfahrt nach Klein-Reith (oberhalb Theresiental). Eine Niederterrassenfläche, fast in der Form eines Übergangskegels, dacht sich von Straßmörtl (480 *m*) nach NNO ab. Auf der N-Seite durch das breite, beim Bahnhof Gmunden vorbeiziehende Trockental davon getrennt, erhebt sich eine noch höhere Niederterrassenfläche, welche S von Pinsdorf am Steinbichlfeld (493—489 *m*) beginnt (hier der Bauernhügel zur Erinnerung an die große Pinsdorfer Bauernschlacht 1626) und gleichfalls nach NO sich abdacht.

Diese Niederterrassenfläche wird zwar bei Klein-Reith abermals durch eine Trockentalrinne abgeschnitten, N davon erheben sich aber bereits lehmbedeckte, breite und flach geböschte Geländeformen, die Rißmoränen von Ehrendorf und Ohlstorf.

Ein seichter Aufschluß am Waldrand nahe der Straße, halbwegs zwischen Ehrendorf und Ohlstorf, zeigt etwas verbackene, jedoch nichtzementierte, geschichtete, tonige Moräne mit gekritzten Gesteinen, welche den Charakter von R-Moränen hat. Gegen W entwickeln sich daraus in der Richtung gegen Rittham sehr breite Abdachungsböschungen und unterhalb dieses Ortes setzt eine breite Hochterrassenfläche rechts der Aurach ein, so daß eine Verknüpfung der Hochterrasse mit den zugehörigen Moränen besteht.

Freilich ist es wahrscheinlich, daß die N-Abdachung der Altmoränen von Ohlstorf bereits M-Moränen umfaßt. Es könnte dies auch aus der stärkeren Zertalung auf den Höhen NW von Ohlstorf und Peisham geschlossen werden. Bei Weinberg-Hildprechting ist stark verfestigte Nagelfluh zu beobachten. Diese M-Moränen lassen sich unschwer mit den gleichaltrigen Bildungen von Stötten im O und mit denen von Aurachkirchen gut verbinden.

Von den Höhen von Ohlstorf erhalten wir einen guten Überblick auf die Moränenfolgen der linken Trauseite und auf die Moränenlandschaft von Gmunden, gegen N auf den Hausruckzug.

Auf der Fahrt von Gmunden nach Vöcklabruck über Pinsdorf und Unterregau machen wir einen Abstecher zu dem großen Oberkreideflysch-Steinbruch S von Pinsdorf, der das Mergelmateriale für die Hatschek'sche Zementfabrik liefert (Fig. 15).

Im benachbarten Gasthofe Nußbaumer werden in einem netten Lokalmuseum die prächtigen, aus dem Oberkreide-Sandstein stammenden Stücke von *Bilobites*, bzw. *Laminarites* (nebst Fließwülsten, Chondriten, Helminthoideen und Hieroglyphen usw.) gezeigt. (Vgl. die Abbildungen von *Laminarites*) bei E. Fugger, 1903.) O. Abel (Lehrbuch der Paläozoologie, 2. Aufl.) deutete die korkzieherartig angeordneten Röhrenfüllungen als Darmfüllungen riesiger, sonst unbekannter Aneliden der Oberkreide.

Nach Pinsdorf bis Rittham queren wir die schon erwähnten R-Moränen, welche von Frauendorf in der Richtung nach NO,

nach Ehrendorf, in einem abgeflachten Wall zu ziehen scheinen. Nahe der Haltestelle Pinsdorf zeigt ein kleiner Aufschluß die stärker verfestigten Altmoränen. W von Pinsdorf bei Moos Reste von R-Moränen, die sich hier an den Pinsdorfer Berg anlegen.

W Rittham erfolgt an der linken Aurachseite die Auffahrt über „Tiefenweg“ zur Höhe der Altmoränen (Höhen von Mairhof 505 m, Oberkriech 502 m, Rittsteigerberg 509 m). Diese Altmoränen setzen im S am Kropfkogl (643 m) der Flyschzone in zirka 520 m Höhe an und dachen sich sowohl gegen NW, wie gegen N allmählich ab.

Bei der Kirche von Rützenmoos wird eine Hochterrassenfläche erreicht, die in der Richtung WSW im Gebiete der Dürren Aurach allmählich ansteigt und aus den R-Moränen hervorgeht, welche die W-Moränen des Atterseegletscherzweiges des Traungletschers umspannen. Man erhält den Eindruck, daß die Hochterrassenfläche von Rützenmoos die SO davon gelegenen Altmoränen unterschneidet, daß diese also älter sind, wofür auch ihre stärkere Zertalung, ähnlich wie bei den Altmoränen N von Ohlstorf, spricht. Wir möchten sie daher eher den Mindelmoränen als den R-Moränen zuweisen.

Sichere Anhaltspunkte dafür sind außerhalb unserer Wegroute zu gewinnen. N von Aurachkirchen, bei Hattenberg, zeigen diese Altmoränen Aufschlüsse von mit geologischen Orgeln durchsetzten Nagelfluhbildungen mit häufig großen Geschieben. Die tiefgehende Verwitterung spricht also für M-Moränen, die hier auf einem etwa 15 m höheren Sockel der neogenen Oncophorasande aufliegen.

Bei Übersetzung der Dürren Aurach an der nach Unter-Regau führenden Straße haben wir einen Aufschluß in etwas verfestigten, gletschernahen Hochterrassenschottern mit bloß $\frac{1}{2}$ m tief reichender taschenförmiger Verwitterung. Der Ablagerung von SW her entsprechend, fallen die Schichtbänke nach NO hin ein.

Hingegen ist der W—O verlaufende, höhere, bewaldete Rücken S der Ager als älterer Deckenschotter mit reicher Quarz- und Kristallinführung zu betrachten.

Der SSO von Unter Regau gelegene alte Steinbruch zeigt klüftige, bis kopfgroße Blöcke führende Nagelfluh mit geologischen Orgeln. In diesen Deckenschotterriedel ist die Hochterrasse der Dürren Aurach deutlich eingeschnitten.

Die breite Niederterrassenfläche von Unter Regau ist am Riedelabfall zur Ager W von Schalchham in zwei Gruben mit meist lockeren Schottern aufgeschlossen. Die westliche Grube bei Lixlau führt überwiegend kalkalpine, zuoberst grobe Schotter und weist in einigen Lagen varwige Schichtung auf, was auch die fluvioglaziale Entstehung der Niederterrassenschotter stützt.

Nahe von hier mündet die Ager in die Vöckla. Die alte Kirche von Schöndorf liegt auf einem Hochterrassenrest.

Literatur.

E. Fugger: Die oberösterreichischen Voralpen zwischen Irrsee und Traunsee. *Jahrb. geol. R. A.* 1903, H. 2.

G. Götzing: Die Landschaft um Gmunden und ihre Entstehung. *Die Städte Deutschösterreichs*. Bd. V. Gmunden und der Traunsee. Deutscher Kommunalverlag 1929.

J. von Lorenz-Liburnau: Materialien zu einer Morphogenie der Schotterhügel und Terrassen am Nordende des Gmundner Sees. *Mitt. Geogr. Ges.* Wien 1902.

J. von Lorenz-Liburnau: Nachträgliches über das Gmundner Schotterterrain. *Mitt. Geogr. Ges.* Wien 1903.

A. Penck und E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, 1901—1909.

A. Penck und E. Richter: Glazialexkursion in die Ostalpen. *Führer für den 9. Intern. Geologenkongreß*, Wien 1903.

Exkursion in den Hausruck.

Von Gustav Götzing.

Topographische Karte: Spezialkarte 1 : 75.000, Z. 13, Kolonne IX, Ried—Vöcklabruck (4751).

Geologische Karten: Neuaufnahme von Götzing in Arbeit (noch nicht veröffentlicht); sonst Übersicht auf der Geologischen Karte von Österreich, 1 : 500.000, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt.

Die Exkursion soll die Teilnehmer mit den geologischen und morphologischen Verhältnissen dieser höchsten Aufragung der Tertiärberglandschaft, welche die Quartärterrassen und Moränen des Vorlandes überragt, mit dem Hausruck,¹⁾ bekanntmachen. Die Exkursion wird auch veranstaltet, um womöglich die berühmte, vom Ötscher bis zum Untersberg bei Salzburg reichende Aussicht auf den Alpenrand und auf das Alpenvorland,²⁾ doch auch um Abklärungen über die Quarzschotter über dem älteren Deckenschotter zu gewinnen.

Der Hausruck ist im Gegensatz zum westlichen Kobernauser Wald stark lappenförmig gegliedert. Die mächtigen Quarzschotter, welche die waldbedeckten Rücken zusammensetzen, bildeten eine große, zusammenhängende, pliozäne Schotterplatte, welche unter kräftiger Mitwirkung der Rückwärtserosion der zahlreichen jüngeren Täler in einzelne Restkämme aufgelöst wurde (Pettenfirst 734 *m*, Göbelsberg 800 *m*, Hobelsberg 770 *m* usw.), ohne daß sich aber größere Riedelplatten der Quarzschotterdecke überhaupt erhalten haben.

Diese starke, fast fiederförmige Zertalung und Abtragung erscheint durch den Umstand besonders gefördert, daß unter dem Quarzschotter mächtige Tone der Kohlenformation lagern; sie geben zu Quellhorizonten Anlaß und sind vor allem Schauplatz

¹⁾ Für die Förderung der im Interesse des Quartärkongresses unternommenen Vorstudien im Umkreis des Hausrucks spricht der Verfasser dem Präsidenten der Wolfsegg-Trauntaler Kohlenwerks-A. G., Herrn Hofrat Ing. F. Heißler, den ergebensten Dank aus.

²⁾ Vom Wirtschaftshof NO des Schlosses Wolfsegg auch schöner Blick auf das Mühlviertelplateau der Böhmisches Masse, N der Donau.

gewaltiger Bergrutschungen. Ganze an den Ton geknüpft Gehängebänder unterhalb der Quarzschotterdecke sind Abrutschungsgebiet und von den manche Häuser gefährdenden und sogar verrückenden Rutschungen hat der Hausruck seinen Namen erhalten. Verschiedene abgerutschte Geländepartien bilden geradezu Musterbeispiele für die sogenannte „Tomalandschaft“ der Bergrutsche. Vereinzelte Schotterrücken schwimmen sozusagen auf dem tieferen Tongehänge, Schotterfetzen werden mit dem Tone nach abwärts verflößt.

So sehen wir beiderseits des Schotterrückens (Kote 643 *m*), der den Friedhof von Wolfsegg birgt, im Bereiche der Liegendtone ausgebildete Rutschungen und eine Tomalandschaft auf der NW-Seite des Rückens. Die Rutschungen haben im schmalen Schotterrücken Abrisse erzeugt und wir beobachten in der Schottergrube beim Friedhof auch mehrere Absatzungsverwerfer mit Sprunghöhen bis zu 1 *m*. (Weit großartiger sind noch solche Rutschungen N und O von Ampfelwang.)

Auch die unter den Tonen liegenden Schliertone (stellenweise Oncophorasande) sind im Vergleich zur Quarzschotterkappe durchwegs leicht zerstörbar und abtragbar. So wirken verschiedene Momente mit, um die einstige Schotterplatte in Reststreifen, die heute an 800 *m* Seehöhe reichen, zu reduzieren.

Daß die Zerstörung der Schotterplatte im Hausruck gegenüber dem westlichen Kobernauser Wald eine größere war, ist darauf zurückzuführen, daß im Hausruckgebiet die weichen Neogen-schichten in einem höheren Sockel unter den Quarzschottern austreichen (zirka 650 *m*) gegenüber dem Kobernauser Wald (unter 500 *m*) (2).

Der tertiäre Unterbau des Hausruckgebirges, den wir auf unserer Fahrt gelegentlich aufgeschlossen sehen, besteht aus Schlier und dem hangenden Oncophorasand.

Der Schlier ist in Anbetracht seiner großen, vom Oligozän bis ins Altmiozän reichenden Mächtigkeit in seinen oberen Schichtzonen sicher dem Altmiozän (Burdigal) zuzuweisen.

Die tieferen Hangpartien der von Quarzschotter bedeckten Höhen N, O und SO von Vöcklabruck bestehen aus meist N bis NO schwach fallendem Schlier. Aufschlüsse des nahezu horizontalen Schliers sehen wir in Attnang, nahe der Mündung des Röthlbachtales. Auf der Rückfahrt von Wolfsegg nach Timelkam haben wir N des letztgenannten Ortes, an der Prallstelle der Vöckla, einen großen Schlieraufschluß mit einer Schotterdecke, die zum älteren Deckenschotter noch gerechnet wurde (17).

Unterhalb von Wolfsegg befindet sich die für Tertiärgeologen berühmte Lokalität Ottnang. Der Schlier von hier lieferte eine reiche marine Fauna (5). Er ist aber eine Seichtwasserbildung, was auch eingeschwemmte Pflanzenreste dartun (*Ficus*, *Callistris*, *Larix*, *Acer* usw.) (7). Es muß allerdings betont werden, daß der Schlier von Ottnang jedenfalls eine der höchsten Abteilungen des Schliers überhaupt darstellt, da wir gleich oberhalb von Ottnang ins Hangende, in Sande und in die Tone der Kohlentegelformation gelangen.

Durch eine Erosionsdiskordanz davon getrennt, finden sich im Gebiete über dem Schlier lokal die brackischen Oncophorasande (= Grunder Schichten) des Mittelmiozäns (Helvet). Sie weisen oft strandwallähnliche Übergußschichtung auf und enthalten häufig dünne Sandsteinbänke und Sandsteinkonkretionen. Die Sande haben eine weite Verbreitung zwischen Schwanenstadt—Lambach—Gaspoltshofen—Wolfsegg. Manchmal liegen die Oncophorasande auch dem Schlier an; sie sind bereits in Erosionsbecken des Schliers abgelagert worden. Daraus erklärt sich die häufige Führung von Brocken aus dem höher anstehenden Schlier (4).

Die Auflagerung der Oncophorasande auf den Schlier ist eine wellige Erosionsfläche. Gegenüber höheren Lagen des Schliers, z. B. bei Ottnang und Atzbach, sind Einlagerungen der Oncophorasande in tieferem Niveau vorhanden, z. B. W von Schwanenstadt bei Aich und Pitzenberg. So lagern auch die Oncophorasande bei Unter-Ottnang tiefer als der Schlier von Ottnang (Schliergrube, Seehöhe 570 m) (4); auch die Oncophorasande NO von Thomasroith sind an höheren Schlier angelagert, der N von Thomasroith noch 586 m Seehöhe aufweist. Bei Köppach, auf unserer Route vor Atzbach, ist die Kontaktzone von Schlier und Sand gut zu beobachten. O von Katzenberg lagern an höher gelegenem Schlier Oncophorasande in tieferem Niveau an.

Unter einer neuerlichen Diskordanz, gelegentlich unter Einschaltung von Quarzkies, lagert darüber die Kohlentonformation: Tone mit untergeordnet Sand und Kies, mit reicher Flözführung. Vollständig ausgesüßte Seen waren also der Abschluß der vorangegangenen brackischen Periode. Die ab und zu Blattreste führenden limnischen Tone bargen nach Tausch (18) einen Zahn von *Hippotherium gracile* Kaup und einen Zahn vom *Chalicotherium*. Sie wurden daher ins Pont gestellt. Ersteres ist schon mehr eine unterpliozäne Form. Jedenfalls stehen diese Kohlentegel an der Grenze zwischen Obermiozän und Unterpliozän.

Die zwischen die Tone eingeschalteten Kohlenflöze sind Lignite mit häufig erhaltener Holzstruktur der der Inkohlung zugeführten Holzarten (langfaserige Lignite heißen „Schwartlinge“). Eingelagert sind in den Ligniten (z. B. von Thomasroith) schwarze Holzkohlenlagen, „Brandläge“ genannt, welche vielleicht von offenen Bränden der seinerzeitigen Moorvegetation herühren. Die Kohlen entstanden aber nicht etwa durch Zusammenschwemmung von Hölzern, sondern vornehmlich aus Mooren mit vereinzelt Baumwuchs.

Zu den Hauptbildnern der Hausruckkohle gehören die Koniferen, und zwar die fossile *Sequoia* und die fossile Sumpfyzypresse (*Taxodium*); erstere ist sogar häufiger (6). Nicht selten sind übrigens: die dem Hausruck charakteristische Zypresse *Cupressus Hausruckianum*, *Pinus*; aber auch Farne fehlen nicht. Die Flora der unterpliozänen Kohlen spricht also für ein dem heutigen Klima ähnliches, aber mit milderem Wintern.

Die in die Kohlentonformation eingelagerten Flöze zeigen an verschiedenen Stellen wohl Unterschiedlichkeiten hinsichtlich Mächtigkeit und Zahl, indem die Zwischenmittel auch verschieden entwickelt sind (2, 15, 16). Im allgemeinen unterscheidet man in Thomasroith unter den Hangendschottern und etwas Ton ein Oberflöz (18 m) in rund 590 bis 600 m Seehöhe (das aber außerhalb von Thomasroith und Ampfelwang nur vereinzelt ausgebildet ist), ein vom Oberflöz durch bis 30 m mächtige Letten getrenntes Mittelflöz (3·6 m), unter dessen schwachem Zwischenmittel das Unterflöz (2·4 m) entwickelt ist. Die beiden tieferen Flöze nehmen eine Höhenlage von 560 bis 570 m ein, liegen also 30 bis 40 m unter dem Oberflöz. Ein feuerfester weißer oder gelber Liegendletten bezeichnet das Ende der Kohlenformation, worauf in der Regel unter einer Erosionsdiskordanz schon der Schlier kommt.

Auch in Wolfsegg sind drei Hauptflöze vorhanden, nur ist hier das Zwischenmittel zwischen dem mittleren und unteren Flöz bis an 30 m mächtiger Letten. (Im westlich benachbarten Ampfelwang ist die liegende Flözgruppe weitaus mächtiger, bis 9 m).

Angesichts der an vielen Orten nachgewiesenen großen Mächtigkeiten der Kohle und der weiten Erstreckung der Kohlenmulde unter den die Flöze vor Abtragung schützenden Quarzschotterkappen ist der Hausruck eines der größten Kohlengebiete von Österreich überhaupt. Eine Menge von zirka 100.000.000 Tonnen ist schon heute aufgeschlossen. Der von der Wolfsegg-Trauntaler Kohlenwerks-A. G. betriebene Bergbau hat die Zentren der Kohlegewinnung von Wolfsegg, wo der Bergbau schon eineinhalb Jahrhunderte alt ist, nach Thomasroith und jetzt nach Ampfelwang verschoben, wo in der letzten Zeit die modernsten Anlagen eingerichtet worden sind.

Das Hangende der Kohlentegeformation bilden die 150—200 m mächtigen Quarzschotter, deren unterpliozänes Alter (Pan-non, Pont) (2) jüngst auch durch neuere Funde von *Mastodon ar-vernensis* (8) bestätigt worden ist, während die darin gefundenen, verkieselten Baumstämme keine genaue Altersbestimmung zulassen.

Im Schotter finden sich, obzwar Quarz und Quarzite weitaus vorherrschen, auch kristallinische Geschiebe, härtere Kalke und härtere Flyschsandsteine. Auf die vor sich gegangene Lösung der Kalke ist wohl die stellenweise beobachtbare Verfestigung zu Konglomerat (z. B. auch bei Wolfsegg) zurückführbar. Einlagerungen in den Schottern bilden aber auch Quarzitkonglomerate mit kieseligem Bindemittel (9).

Daß die Schotter alpinen Ursprunges sind, bezeugen weiters die Zunahme der Mächtigkeit gegen S und die Abnahme der Geschiebegrößen nach N. Indem Seefeldner (17) betont, daß die durchschnittliche Schottergröße hinter der unserer heutigen alpinen Flüsse nicht unwesentlich zurückbleibt, hätten die das Wurzelgebiet der Schotter bildenden unterpliozänen Alpen noch nicht die heutige Höhe erreicht, was mit der Annahme von seitherigen Hebungen vollends im Einklang steht. Im Unterpliozän wurden also weite Moorflächen des Vorlandes von Alpenflüssen über-

schüttet und die große Mächtigkeit dieser Schotter spricht dafür, daß damals im Vorland noch Senkungstendenz bestand.

Mit der dann ansetzenden Hebung des Alpenkörpers und des Vorlandgebietes wurde auch die Schotterplatte erodiert und zahlreiche Gewässer schütteten nun umgelagerten Hausruckschotter in tieferen Niveaus auf. Solche sind heute als pliozäne Schotterterrassen im Umkreis des Hausrucks feststellbar. Sie entstanden nach der lappenförmigen Zerstörung der Hausruckschotter, sind also jünger-pliozän (4).

Die höchsten Lagen dieser umgelagerten Hausruckschotter sehen wir O von Ottngang bei Olmager in Seehöhe 550 m. Nur wenig jünger scheinen die von uns zu besuchenden Quarzschotter, in den Höhen 540 bis 520 m, zwischen Ottngang und Thomasroith (W Manning und bei Redl) zu sein.

Seefeldner (17) hat aus dem Hausruck und Kobernauser Waldgebiet aufgezeigt, daß unter die Höhe der ursprünglichen Quarzschotterkappe des Hausrucks (heutiges Niveau zirka 800 m) fünf Terrassen mit umgelagerten Hausruckschottern eingeschnitten sind und stellte fest, daß noch die vierte und fünfte Terrasse (unter dem Niveau der Hausruckschotterplatte) pliozän ist und die quartären Deckenschotter überragt.

Auf der Abfahrt von Wolfsegg nach Timelkam sehen wir von solchen jungpliozänen Terrassen die Niveaus: 560 m Wartenerwald und 540 m W Schloß Wartenburg. Gerade westlich gegenüber, am rechtsseitigen Sporn des Ampfelwanger Tales, stellten wir Terrassen mit Quarzschottern in den Abstufungen von 535 m, 510 m und 470 m Seehöhe fest (4).

Literatur.

1. H. Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs, Jahresbericht des Museums Francisco-Carolinum, Linz, 1900.
2. G. Götzing, Studien in den Kohlengebieten des westlichen Oberösterreich. Jahrbuch Geol. B. Anstalt, 1924.
3. G. Götzing, Neue Kohlenvorkommen im westlichen Oberösterreich. Z. d. Intern. Vereines der Bohringenieur und Bohrtechniker 1924.
4. G. Götzing, Aufnahmebericht über Blatt Ried-Vöcklabruck. Verh. Geol. B. Anstalt, 1930 (mit Vettters) und 1935.
5. R. Hoernes, Die Fauna des Schliers von Ottngang. Jahrb. Geol. B. Anst. 1875.
6. E. Hofmann, Paläobotan. Untersuchungen über die Kohle im Hausruck. M. Geol. Ges. Wien 1927.
7. E. Hofmann, Tertiäre Pflanzenreste von verschiedenen österreichischen Lagerstätten. Mitt. Geol. Ges., Wien, 1932.
8. Th. Kerschner, Jahresbericht des Oberösterreichischen Musealvereines für die Jahre 1923 und 1925, Linz.
9. H. Kinzl, Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern. Jahrbuch Geol. B. Anst. 1925.
10. A. König, Geologische Beobachtungen in Oberösterreich. Jahresber. d. Museums Francisco-Carolinum, Linz 1907, 1908, 1910.

11. A. König, Erdgeschichtliches über den Hausruck. Herausgegeben v. d. Lehrerarbeitsgemeinschaft des Bez. Vöcklabruck, 1929.
12. N. Krebs, Die Ostalpen und das heutige Österreich. Stuttgart, 1928.
13. A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, 1901 bis 1909.
14. A. Penck, Die Fußfläche der Alpen in Oberbayern. Geografiska Annaler, 1935. (Sven Hedin-Festschrift.)
15. W. Petrascheck, Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, VI. Braunkohlenlager der österreichischen Alpen. Berg- u. Hüttenmänn. Jb. 73, 1924.
16. W. Petrascheck, Die Kohlenlager des außeralpinen Wiener Beckens. Z. d. Oberschles. Berg- u. Hüttenmänn. Vereines, Kattowitz, 1926.
17. E. Seefeldner, Hausruck und die Alpen. Z. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1935.
18. A. v. Tausch, Über Funde von Säugetierresten in den lignitführenden Ablagerungen des Hausruckgebirges. Verh. Geol. R. Anst. 1883.
19. C. J. Wagner, Geologische Skizze des Hausruckgebirges. Verh. Geol. R. Anst. 1878.

Die Moränengürtel des Atterseer- und Irrseer-Traungletschers und der Ostrand des Salzachgletschers.

(Attersee—Frankenmarkt—Straßwalchen—Salzburg.)

Von Gustav Götzing.

(Mit 1 Tafel.)

Topographische Karten: Spezialkarten 1 : 75.000: Z. 14, Kolonne IX, Gmunden-Schafberg (neue Bez. 4851); Z. 14, Kolonne VIII, Salzburg (neue Bez. 4850); neue Karte 1 : 50.000 Blatt Salzburg O und W (4850); neue Aufnahmeblätter 1 : 25.000 Blatt Salzburg (4850).

Geologische Karten: Spezialkarten 1 : 75.000, Z. 14, Kolonne IX, Gmunden-Schafberg; Z. 14, Kolonne VIII, Salzburg (vergriffen); Neubearbeitung z. T. abgeschlossen.

Der bei Ischl abgezweigte westliche Traungletscher fiel bekanntlich am Mondsee sowohl nach dem Attersee- wie nach dem Irrsee-(Zellersee)-Gebiet über (7, 8). (Die nach dem Talgau laufende Zunge des Traungletschers wird von der Exkursion nicht besucht.)

In den Bereich des Atterseer-Traungletschers und seine äußeren Moränengürtel werden von der Exkursionsleitung zwei Schleifen gemacht, indem im Anschluß an die Hausruckexkursion das N-Ende des Sees und das Agertal und am nächsten Tage die Moränen zwischen dem Ort Attersee und Frankenmarkt besucht werden. Auf der Hin- und Rückfahrt nach Salzburg werden die Moränensysteme des Irrseer-Traungletschers und der Ostrand des Salzachgletschers studiert.

I. Moränengürtel N des Attersees.

Bei Timelkam, wo die Hausruckexkursion endet, sahen wir an der Prallstelle der Vöckla den Schlier in 500 m Seehöhe von Quarzschottern, welche in den oberen Lagen Kalke führen, gekappt. Die Aufschüttung der Schotter reicht bis 540 m Seehöhe.

Seefeldner (9) faßte diese Schotter noch als älteren Deckenschotter auf; freilich ist dem gegenüberzuhalten, daß der ältere Deckenschotter schon SW von Attnang, im Buchenwald (509 m) (7), also wesentlich tiefer, auf einem Schliersockel von 480 m Höhe aufruhet.

Jedenfalls aber zeigen sich N im Vöcklatal, oberhalb, analoge Quarzschotterniveaus: 541 *m* Brandstadt und 560 *m* Reisat S von Puchkirchen und solche von 548 bis 556 *m* N der Station Redlzipf, welche den gleichen Niveaus angehören (2 b).

Von der Frankenmarkter Straße bei Hörgattern gegen S abweigend, beobachten wir bei letzterem Ort die Anlagerung von sehr abgeflachten Altmoränen an die stark kuppige Schlierberglandschaft der Umgebung des Höhelberges (596 *m*) (auch N von Ober-Heikerting am Abfall zur Vöckla gute Schlieraufschlüsse).

Auf der Straße nach Seewalchen, bei Witzling, finden wir Kritzer in der stark verbackenen, große Blöcke führenden Altmoräne, in der Flyschmaterial über den Kalk überwiegt. Der S benachbarte Aufschluß, W des Talpunktes (484 *m*) der Dürren Aurach, zeigt zwei Blockzonen in der unten zementierten, zuoberst bis 3 *m* tief infolge Verwitterung lockeren Altmoräne.

Im Gegensatz zu diesen stark verfestigten M-Altmoränen ist die Altmoräne NW von Gampern nur mehr stellenweise verfestigt und von bloß 1½ *m* mächtigem Verwitterungslehm bedeckt. Sie macht einen jüngeren Eindruck; wir stellen sie bereits zur R-Moräne, denn diese Altmoränen gehen im NO bei Pichlwang in Hochterrassen über. Die R-Moränen lehnen sich bei Berg in Seehöhe 648 *m* an den Flysch-Einzelberg, den Buchberg am Attersee, an; sie sind die höchsten Wälle der Umgebung überhaupt.

Die früher erwähnten Altmoränen N der Dürren Aurach sind als M-Moränen anzusprechen, zumal sie an dem gegen Pichlwang zulaufenden Sporn auf älterem Deckenschotter (Schliersockel bis 480 *m*) aufsitzen.

Eine vom Steindorferbach durchmessene Furche, die an der Straße nach Seewalchen bei Kote 504 gequert wird, bildet die Grenze gegen die angelagerten Jung(W)-Moränen. Diese stellen eine kleinkuppige Landschaft im Gegensatze zu den flach- und breitwelligen R-Moränen dar. Die W-Moränen streichen hier SW—NO, beziehungsweise ONO, zur Ager. Ähnlich wie bei Gmunden, ist deren innerer Wall mehr in Einzelkuppen aufgelöst (Kote 532 bei Litzberg, Naissing W von Seewalchen).

In dem Tale der aus dem Attersee fließenden Ager haben wir die gleichen Systeme der ineinandergeschachtelten Terrassen und Moränen, wie unterhalb des Gmundnersees an der Traun.

Aus dem W-Endmoränenkranz Seewalchen-Schörfling geht die von der Ager durchschnittene Niederterrassenfläche von Ober-Achmann hervor. Allerdings setzt die Niederterrasse in Seehöhe 490 *m* sofort zwischen den beiden Moränenrücken an, sie durchbrechend. Wir gewinnen den Eindruck, daß der die Niederterrasse

bildende Fluß hier aus dem Gletschertor kam und daß sich hier an ein subglaziales Tunnelal im Eise gleich die Sandrfläche anschließt, wie man dies in Dänemark (Jütland) besonders klar beobachten kann.

Ein kleiner Aufschluß S der Haltestelle Siebenmühlen liegt gerade am Übergangskegel aus den Jungmoränen; er zeigt gewaschene Moräne mit Kritzern und mit mehreren, sehr großen Flyschblöcken.

Gleich N von Siebenmühlen wird das Agertal von einem neuen W-Endmoränenwall gequert (links Roitham 507 m, rechts Oberachmann, 495 m der Originalaufnahme).

Der rechtsseitige Wall biegt dann gegen SO um und ist von der südlicher gelegenen Niederterrasse durch einen Einschnitt getrennt, der einem früheren Saumfluß entlang des Gletschers entspricht.

Bei Haidach steht eine stark verfestigte, geschichtete Moräne an (Altwürm oder bereits Riß?). Hingegen zeigt die nächste Schottergrube, N von Haidach, O der Bahn, wieder lockere, moränennahe Niederterrassenschotter am Übergang in Jungmoränen an. Der zirka 480 m hohen Niederterrassenfläche ist 12 bis 15 m tiefer, an der alten Straße, bei zirka 465 m eine postglaziale Terrasse vorgelagert, welche sich 5 m über die Ager erhebt.

Bei Thal, W der Haltestelle Lenzing, verlassen wir die W-Moränen und sehen Hochterrassenschotter aus den R-Moränen sich entwickeln.

Am rechten Gehänge schließen sich an die W-Moränen R-Moränen an, aus welchen gegen NO die schon früher auf der Fahrt von Gmunden nach Vöcklabruck (S. 103) erwähnte Hochterrasse Rützenmoos hervorgeht. Hingegen besteht der schon stark zertalte Riedel am Ager-Eck (Ober-Egg 518 m) aus Deckenschottern über einem hohen Neogensockel.

II. Moränengürtel NW von Ort Attersee.

Die gleiche Folge von Moränen, mit den gleichen morphologischen Unterschiedlichkeiten hinsichtlich Erhaltung und Zertalung, Verwitterung und Abtragung beobachten wir auf der Fahrt von Vöcklamarkt aus nach Ort Attersee.

Die Schottergruben gleich S des Bahnhofes Vöcklamarkt, nahe der Straße nach Walchen, zeigen stark verfestigte Altmoränen mit großen Blöcken (besonders von Flysch), aufruhend auf lockeren, geschichteten Schottern mit Kreuzschichtung. Es sind also Vorstoßmoränen über fluvioglaziale Schotter verbreitet worden.

Diese Altmoränen (M) werden S, auf der Höhe zwischen Schmidham und Walsberg, von R-Moränen überdeckt. Die M-Moränen sind oberflächlich vollständig verflacht, weil deren Abtragung gegenüber den R-Moränen infolge der langen M-R-Interglazialzeit und wohl auch infolge des Bodenfließens (Solifluction) während der

R-Vergletscherung einen Vorsprung hatte. Die R-Moränen sind im allgemeinen höher und breittkuppiger.

Bei Walsberg (569 *m*) erfolgt der Abfall gegen das von den R-Moränen umrandete, rißeiszeitliche Zungenbecken, in welches bis knapp an St. Georgen heran die Jungmoränen eingebaut sind. Der Gegensatz zwischen den R- und W-Moränen ist gerade um St. Georgen sehr ausgeprägt. Den breiten, abgeflachten R-Moränen stehen die von Kleinkuppen besetzten frischen Ufermoränenwälle gegenüber. Es hatte die Abtragung der R-Moränen gegenüber den W-Moränen einen Vorsprung durch die Abtragungsdauer der R-W-Interglazialzeit und es mögen die R-Moränen auch während der W-Eiszeit im periglazialen Gebiet durch Solifluction ziemlich abgetragen worden sein.

Prächtig sind zwischen St. Georgen und Ort Attersee die W-Endmoränen des Atterseer Traungletschers, der in die schon im Altquartär bestandene Bresche zwischen dem Buchberg (807 *m*) und den Ausläufern der Nußdorfer Flyschberge leicht eintreten konnte.

Die Kirche von St. Georgen liegt auf dem äußersten Jungmoränenwall. Der höchste W-Moränenwall wird aber gleich SO von Thern überquert.

Einen guten Aufschluß der lockeren, mehr Flysch als Kalk enthaltenden Moräne haben wir bei Palmstorf; hier, wie auch nahe Abtsdorf, haben die schotterigen, geschwemmten Moränen Schichtung mit O—SO Neigung; auch varwige Reihenfolge der groben und feinen Materialien in einem Abstände von 0.4 bis 0.5 *m* ist zu beobachten.

Von Ort Attersee kehren wir auf dem gleichen Wege über Kogl und Walsberg zurück, nehmen aber dann die NNW führende Straße zum Mösenberg (SW von Vöcklamarkt).

Unter den breitwelligeren R-Moränen tauchen die stärker verlehnten und mehr eingebneten M-Moränen hervor. Letztere boten 1935 im Einschnitt der neuen Salzburger Straße, W von Mösendorf, einen sehr lehrreichen Aufschluß dar (3) (Taf. 8a).

Die zementierte Nagelfluh enthielt einen erratischen Riesenkalkblock und auch einen Block einer Nagelfluh, wohl der vorangegangenen Eiszeit. Der Kalkblock ist als Naturdenkmal erklärt. Die Nagelfluh war unter Bildung von Taschen und einiger geologischer Orgeln zu lehmigem Kies verwittert, der von reinem Lehm bedeckt war; an der W-Seite des Straßeneinschnittes, gegen das Vöcklatal hin, war unter der Nagelfluh ein höherer Schliersockel sichtbar.

Es liegt hier eine echte M-Moräne vor, die am Mösenberg wahrscheinlich in jüngeren Deckenschotter übergeht. (Die Angabe von Hochterrassenschottern an dieser Stelle [W von Mösendorf] der geologischen Karte ist also zu berichtigen).

Entlang der Straße nach Frankenmarkt finden sich mehrere Schotterbrüche in der geschichteten Nagelfluh und der darunter liegenden zementierten und geklüfteten Moränennagelfluh. Große Blöcke von Flysch bezeugen die Moränennatur. Geologische Orgeln reichen 8 bis 10 m tief. Diese, von Verwitterungslehm bedeckten Altmoränen können nur M-Moränen sein.

In den tieferen Lagen schaltet sich ab und zu ganz feinkörnige Nagelfluh ein, welche der weißen Kremsmünsterer Nagelfluh ähnelt. Das Liegende bildet geschichtete Nagelfluh mit reichlicher Quarz- und Kristallinführung. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Quarzschotter, welche durch Aufarbeitung des Tertiärs der früher weiter nach S reichenden Kobernauserwaldschotter in die Moräne gekommen sind. (Ob diese unteren, an Quarz reichen Schotter dem älteren Deckenschotter angehören, müßten erst weitere Untersuchungen klären).

S von Frankenmarkt, am W-Ende des Bahnhofes, am Rideaubabfall von Hassenreith, sind ganz lockere, moränennahe Schotter, mit ganz überwiegender Flyschführung zu beobachten. Es sind gletschernahe Hochterrassenschotter, wohl eines Abflusses des R-Gletschers, der W von Schloß Kogl noch Moränen aufschüttete.

Auch S der Stelle, wo sich unsere Salzburger Straße W von Frankenmarkt von der Eisenbahnlinie entfernt, sehen wir beim Schwaiger eine ebene flächige Hochterrasse sich aus den südwestlichen Altmoränen (R) entwickeln (Steinerbach.)

Die M-Moränen von Frankenmarkt wurden vom Atterseer Traungletscher abgelagert, während die Altmoränen W von Pöndorf (W Frankenmarkt) bereits vom Irrseer Zweig des Traungletschers herrühren.

III. Moränengürtel des Irrseer-Traungletschers.

Auch der Irrseer Zweig des Traungletschers stieß mindestens dreimal in das Vorland am S-Rand des Kobernauserwaldes vor und die M-, R- und W-Moränengürtel sind im Raume der großen Ortsgemeinde „Straßwalchen Land“, welche bis gegen Oberhofen reicht, deutlich ineinander geschachtelt.

Die M-Moränen dieses Gletscherzweiges liegen am S-Rand des Kobernauserwaldes schon außerhalb unserer Fahrtroute Frankenmarkt—Straßwalchen.

Mehrere Brüche erschließen die Moränennagelfluh im Krenwald, N Straßwalchen, der nur durch das Schwemmbachtal vom Tertiärschottergebiet des Kobernauser Waldes getrennt ist. Auch die Nagelfluh weist reiche Quarz- und Kristallinführung (nebst Kalk und Flysch) sowie eine starke Lehmbedeckung und Orgelbildung auf. Sie ruht auf einem höheren, bei Ameisberg zutage tretenden Neogensockel.

An die M-Moränen sind mächtige und hohe, breitgeböschte R-Moränen angelagert, jene in der Tiefe wohl überdeckend. Nahe

der Höhe von Haberpoint (642 *m*), S der gleichnamigen Ortschaft, schwenkt der R-Moränenwall aus der W—O-Richtung in die SO-Richtung über, um über die Wasserscheide beim Ederbauer S streichend, in der Höhe von zirka 700 *m* an dem Flysch des Koglerberges (818 *m*), O des Irrsees, anzusetzen.

Der R-Moränenzug von Straßwalchen Land umspannt das weite, R-eiszeitliche Zungenbecken von Irrsdorf und Rattensam, das vom Hummelbach randlich durchflossen wird; diesem gehen in ziemlich gleichmäßiger Anordnung Flankengerinne des Innenabfalles der R-Moräne zu (Aigelsbrunn, Wimm, Unter- und Ober-Eck [vgl. neue Karte 1: 25.000]).

Dieses R-eiszeitliche Zungenbecken hat aber der W-Gletscher nicht mehr ganz erreicht und mit Moränen ausfüllen können. Bloß ein äußerster Moränenzug tritt bei Pierach, O von Irrsdorf, in den südlichen Teil des Irrsdorfer Beckens. Sonst haben wir erst bei Rabenschwand und Oberhofen die reich gegliederte, kleinkuppige W-Endmoränenlandschaft des Irrseer Gletscherzweiges.

Wir blicken auf sie bei Watzlberg unserer Fahrtstrecke hinunter. Erst jenseits (S) des innersten Moränengürtels, S von Rabenschwand, liegt der Irr-(Zeller)-See. Er wird bekanntlich durch die Zeller Ache gegen Süd, zum Mondsee, entwässert. Wegen der tiefen Lage seines Seespiegels (555 *m*), gegenüber der 590 bis 600 hohen Moränenumwallung S von Oberhofen, konnte der See nicht nach N überfließen.

Beiderseits des Sees, namentlich an dessen W-Flanke, sind langgestreckte und mehrfach abgestufte Endmoränen und Rückzugswälle prächtig ausgebildet.

Bei Straßwalchen (Ort) verlassen wir die R-Moränen. Gleich N des Ortes sind darin schon Ansätze von Hochterrassen vorhanden; auch der dem Straßwalchener R-Moränenzug N vorgelagerte R-Moränenzug von Igelsberg läuft W dieses Ortes, bei Gstöckat, in Seehöhe 532 bis 540 *m*, durch einen Übergangскеgel in die Hochterrasse aus.

Letzterer Höhe entspricht die W von Straßwalchen breit entwickelte und gegen S deutlich ansteigende Hochterrassenfläche von Roitwalchen („das Haidach“), deren verfestigte Schotter an der Braunauer Bahn, gerade W von Straßwalchen, zu beobachten sind.

Diese Hochterrassenschotter gehen aber im S aus R-Moränen hervor, die sich an den O-Hang des Tannberges anschmiegen. Sie sind bereits vom Salzachgletscher abgelagert.

So verschweißen sich bei Straßwalchen fluvioglaziale Bildungen und Moränen zweier verschiedener, aber gleichzeitig entwickelter Gletscher: des Irrseer Traungletschers und des Salzachgletschers.

IV. Der Ostrand des Salzachgletschers.

Die eben erwähnte Hochterrasse W von Straßwalchen wird SW des Ortes deutlich von der Niederterrassenfläche eines teilweisen Trockentales unterschritten. Nur wenig tiefer ist die breite Niederterrassenfläche, welche, allmählich ansteigend, zwischen Steindorf und Neumarkt an den Jung-W-Moränen des Salzachgletschers endet.

Ein schmaler Streifen dieser Terrasse durchbricht allerdings bei der Eisenbahnstation Neumarkt-Köstendorf die Jungmoränen; ein anderer Streifen der Niederterrasse zieht am Außensaum des Endmoränenwalles von Sighartstein ein Stück weiter nach S, um W von Wertham aus den Endmoränen hervorzugehen.

Dieser Zweig des Salzachgletschers (1), den wir den Wallerseeer Zweig nennen, baute zwischen Sighartstein und Neumarkt mehrere niedrige Moränenwälle auf, da sie hier offenbar immer durch den Gletscherausfluß zerstört wurden. Hingegen steigen diese Endmoränen von hier sowohl an den Flanken des Tannberges, wie des Kolomannsberges (Hohe Plaicke) — beides sind Flyschberge — hinan.

Analog reichen auch die an den Hochterrassenflächen ansetzenden, NW von Steindorf noch niedrigeren R-Moränen an den Gehängen des Tannberges und im „Sommerholz“ an den Abhängen des Kolomannsberges empor.

Auf unserer Fahrtroute nach Salzburg halten wir uns nunmehr nur in der Jungmoränen-Zone. Die würmzeitlichen Endmoränen von Neumarkt-Sighartstein umgürten das in den Flysch eingeschnittene Zungenbecken des Wallersees (Seekirchner Sees). Verhältnismäßig sanft ist der Abfall an der NO-Seite zum See, während die N- und S-Hänge (im NO Teile des Sees) steile Böschungen infolge der glazialen Erosion aufweisen.

Mehrere, durch zum Teile vermoorte Talungen und Becken getrennte, gestaffelte Züge von Endmoränen lagern sich an den N-Abfall der Großen Plaicke (1033 *m*), wie wir von der Straßenhöhe W von Neufahrn beobachten. Vier Moränenstaffel (Koten 655, 650, 623, 595 *m*) kommen auch S von Henndorf, durchweg SW—NO streichend, zur Geltung (Taf. 8*b*).

Gleich nach der Ausfahrt aus Henndorf ist beiderseits des Gers-(Schlachten-)Baches zwischen die Moränenrücken eine breite, ebene Terrasse von 550 *m* Höhe eingeschaltet, welche dieser Bach als Deltaterrasse in einen um 45 *m* höheren Wallersee geschüttet hat (2). Sie fällt bei Kirchefening steil zum See ab. Es muß diese Aufschüttung aber im Spätglazial erfolgt sein, da ein in diese Terrasse

ingesenktes Loch (bei der Kapelle Kirchefening, W Henndorf) noch das Vorhandensein eines lokalen Eisrestes, welcher die Ausparung des Loches bewirkte, wahrscheinlich macht.

Auch SW vom Wallersee stellten wir in der gleichen Höhe von 550 *m* Deltaschotter und -sande bei Oberschreiberg und Grünberg fest (2). Postglazial hingegen sind die Deltasande bei Oberschlacht (W Henndorf), welche auf einen 15 *m* höheren Wallerseespiegel hindeuten.

Beim Dreieichenwirt der Straßenhöhe 581 *m* sind wir noch im Bereich der Ufermoränen des Wallerseeegletscherzweiges, die gelegentlich, wie schon auf der vorgenannten Strecke, von Flyschhöckern durchragt werden. Die zum Wallersee hin zulaufenden Gräben sind durch die Moränen z. T. bis auf den Flyschuntergrund eingeschnitten.

Bei Schaming sehen wir einige flache Wannen zwischen den Jungmoränen, die in die östliche Richtung umschwenken. Dort umgürtet ein Endmoränenkranz das vermoorte Becken von Kraiwiesen, an der Stelle einer Teilzunge des Salzachgletschers.

Eugenbach liegt glazialmorphologisch schon ganz im Bereich der Moränenlandschaft des Gletscherlappens, der mit NO-Richtung vom Söllheimer Becken ins Schernbachtal drang (Söllheimer Gletscherlappen). Bemerkenswerter Weise hat der Eugenbach seinen Weg nicht nach dem Schernbach, sondern, tief einschneidend, zur Fischach, dem Ausfluß des Wallersees, genommen.

Der Söllheimer Gletscherlappen hinterließ auch an der N-Flanke des aus Flysch bestehenden Heuberges verschiedene Moränenstufen, welche ostwärts in die das Ünzinger Moor (Kraiwiesen) begrenzenden Endmoränen auslaufen. Einige Rückzugsmoränenstufen beobachten wir auch in der Hauptfurche Söllheim-Schernbach. Im Vergleich zu den höheren Lagen der Moränen bei Eugenbach bezeichnen die Moränen beim Rechlwirt schon ein weiteres Abschmelzungsstadium dieses Gletscherlappens.

Von Ober Rechl fällt die Straße steil zum eigentlichen Söllheimer Becken hinunter, das bei Söllheim verortet ist. An dem nördlichen Flyschhügel von Nußdorf wurde — als Seltenheit im Flysch — im Sandstein kürzlich ein bemerkenswerterweise N gerichteter Gletscherschliff (2) aufgedeckt.

Am S-Rand des Söllheimer Beckens, über dem steil unterschrittenen Flyschhang, streicht die interglaziale Heubergnagelfluh aus, deren Bedeutung im Zusammenhang mit anderen interglazialen Nagelfluhen (Seite 146) besprochen wird. Über das heute trockengelegte Schallmoos, N des Kapuzinerberges, gelangen wir nach Salzburg.

Literatur.

1. E. Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Penck's Geogr. Abh. 1, 1886.
- 2a. G. Götzing, Aufnahmeberichte über Blatt Salzburg. Verh. Geol. B. Anst. Wien, bes. 1930, 1931, 1936.
- 2b. G. Götzing, Aufnahmebericht über Blatt Ried—Vöcklabruck. Verh. Geol. B. Anst. 1935.
3. G. Götzing, Ein geologisches Naturdenkmal in der Mindelmoräne an der Bundesstraße bei Frankenmarkt, Oberösterreich. Verh. Geol. B. Anst. 1935.
4. A. König, Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Attersees. Jber. d. Vereines des Museums Francisco Carolinum, Linz 1907.
5. A. König, Der Südrhang des Hausruck und die Altmoränen des Atterseegletschers. Ebenda, Linz 1908.
6. A. König, Schotter und Konglomerate zwischen Traun und Inn. Ebenda, Linz 1910.
7. A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1901 bis 1909.
8. A. Penck und E. Richter, Glazialexkursion in die Ostalpen. Führer für den 9. Intern. Geologenkongreß, Wien 1903.
9. E. Seefeldner, Hausruck und die Alpen. Z. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1935.
10. L. Seidenschwarz, Vöcklabruck und Umgebung, I. Teil, Das Gebiet zwischen Vöckla, Ager, Hongar und Aurach. Verlag Schulschwester Vöcklabruck, 1934.

Das österreichische Salzachgletschergebiet, der westliche Innkreis.

Von Gustav Götzing.

(Mit 3 Tafeln und 1 Figur.)

Topographische Karten: Spezialkarte 1 : 75.000: Salzburg, Z. 14, Kolonne VIII; Mattighofen, Z. 13, Kolonne VIII. Karte 1 : 50.000, Salzburg (4850), W und O Blatt; neue Aufnahmskarten 1 : 25.000, Salzburg (4850).

Geologische Karten: 1 : 75.000, Salzburg, Z. 14, Kolonne VIII (Fugger); Mattighofen, Z. 13, Kolonne VIII (Götzing); Tittmoning, Z. 13, Kolonne VII (Götzing).

Zwischen dem Nordsaum der Flyschzone, der allerdings in Einzelberge aufgelöst ist und am Haunsberg endet, und der Salzach-Innfurche, welche bekanntlich die bayrische Grenze bildet, liegt der westliche Innkreis; seine Ostbegrenzung ist über den Sattel zwischen Kobernauser und Hausruck Wald zu ziehen.

Wir können in diesem Gebiete drei geologisch-morphologische Einheiten unterscheiden: das Tertiärbergland des Kobernauserwaldes O der Mattig, die Moränen- und die Terrassenlandschaft, die allerdings beide miteinander verbunden sind, W der Mattig.

Die ersten geologischen Vorarbeiten stammen von Kudernatsch (1852), der freilich noch keine Unterscheidung zwischen Tertiär und Quartär vornahm und die Quartärablagerungen alle noch ins Tertiär stellte. 1881 hat E. Richter (16) zum ersten Male die Moränen N des Ibmermooses erkannt. Erst Brückner 1886 (2) nahm eine systematische Untersuchung des Quartärs mit einer Karte 1 : 250.000 vor. Penck lieferte 1902 (14) einen Entwurf des Salzachgletschers 1 : 700.000. Forster kartierte 1903 im Detail und lieferte eine Karte 1 : 250.000; sie ist dem geologischen Kongreßführer 1903 (15) beigegeben, enthält aber nur die Gegend zwischen Mattig und dem westlichen Ibmermoos. Götzing besorgte die Detailaufnahme auf dem Blatt Mattighofen und im O-Teil des Blattes Tittmoning (10).

Geologischer Überblick.

Das älteste Schichtglied ist der miozäne, in den tieferen Lagen oligozäne Schlier. Über dessen oberhalb von Braunau auftretende Ausbisse vgl. die Untersuchungen von F. E. Sueß (19). Über den tieferen Schlier haben wir die besten Aufschlüsse durch die beiden Tiefbohrungen Eisenhub, W von Neukirchen erhalten, welche bei den Endteufen von 1219 und 1533 *m* eingestellt wurden und die tiefsten Bohrlöcher Österreichs darstellen. Es waren durchaus Kernbohrungen, welche ein reiches paläontologisches Material lieferten, das

von Götzing (8) bearbeitet wurde. Im Gegensatz zum Bivalven führenden, altmiozänen Schlier steht die tiefere Gruppe mit Pteropoden, Foraminiferen und Melettaschuppen des Oligozäns. Wie die Kerne der Tiefbohrung erkennen ließen, ist der Schlier verhältnismäßig stark gefaltet; Fallwinkel von 22, ja sogar bis 40° wurden beobachtet.

Auf dem altmiozänen Schlier lagern mit schwacher Erosionsdiskordanz die mittelmiozänen, brackischen Oncophoraschichten, welche den Kirchberger Schichten Bayerns entsprechen. Es sind im S-Teile Sande, im N-Teile sandig-tonige Schichten mit sehr dünnen Kalksandsteinleisten. Diese Fazies wird als Düngemittel geschätzt. Häufige Kreuzschichtung innerhalb der Schichtbänke ist wahrzunehmen.

Über den Oncophoraschichten liegt die obere Süßwassermolasse (Obermiozän bis Altplozän). Tone und Sande mit untergeordneten Schottern zeichnen dieselbe aus; wirtschaftlich sind darin zwei Kohlenflözgruppen von Bedeutung (6, 7).

Die darauf hangenden mächtigen Quarzschotter bilden eine nach N bis NW geneigte, zertalte Platte. Sie bauen vor allem den Kobernauser Wald auf, der die breitere, westliche Fortsetzung des Hausrucks bildet (vgl. auch S. 105).

Die Schotter sind alpiner Provenienz, Quarze überwiegen weit über das Kristallin, doch sprechen nicht ganz seltene Kalk- und Flyschgeschiebe für den alpinen Ursprung. Die den Schottern eingeschalteten Sande weisen häufig nach N fallende Kreuzschichtung auf. Während im S fast nur Schotter abgelagert wurden, sind im N auch Sande und Tone häufiger eingeschaltet. Auch daraus kann geschlossen werden, daß die Aufschüttung von S nach N vor sich ging.

Die Tone und Sandhorizonte in dem Schottergebiet verursachen häufig Gehängebänder (Pseudoterrassen) und Quellniveaus. Es liegt also stellenweise eine Schichtstufenlandschaft vor.

Zwischen Mattig und dem Achtal (Polling) sind dem Schotterbergland Terrassen in einer Höhe von 490 bis 480 m vorgelagert. Es handelt sich um jungplozäne Terrassen, welche die altquartären (450 m) O von Mauerkirchen noch überragen.

Das System der Quartärbildungen.

Wir gehen von den jüngsten Schichtgliedern aus und legen ein Sammelprofil vom Inn gegen S und SO. Der Inn oberhalb von Braunau ist in das Neogen eingeschnitten. Auch einige der tieferen postglazialen Terrassen sind noch im Neogen erodiert. Darüber erheben sich die höheren postglazialen Terrassen, welche aber bereits in die Niederterrassenschotter eingesenkt sind.

In den Profilen von Überackern unterhalb und von Wanghausen oberhalb Ach (Taf. 9a) läßt sich das System der postglazialen Terrassen erkennen (9). Wir haben es mit den gleichen Terrassenabstufungen zu tun, welche Münchsdorfer aus dem benachbarten bayrischen Inngebiet beschrieben hat. Diese postglazialen Terrassen kann man entlang von Salzach und Inn in gleichmäßigen Abständen verfolgen.

Im Gegensatz zu diesen postglazialen Terrassen endigen alle die folgenden Schotterterrassen an eiszeitlichen Moränen.

Die Niederterrasse der letzten Eiszeit besteht auch im Innkreis aus lockeren, sehr wenig verwitterten Schottern. In ebenflächiger Aufschüttung trägt sie die großen Forste, den Lachforst und den unteren Weilhartforst.

Die Niederterrasse des Lachforstes verschmälert sich zu der des Engelbaches und endet an den Jungmoränen von Oichten, welche der Oichtener Arm des Salzachgletschers abgelagerte.

Die Niederterrasse des Mattigtals, im W mit der des Lachforstes zusammenhängend, endigt bei Jeging, S Mattighofen, an W-Moränen des Mattseer Zweiges des Salzachgletschers.

Anderseits zweigt bei Mattighofen die Niederterrassenfläche gegen SO ab, welche bei Steindorf einerseits in die Moränen des Wallerseerzweiges des Salzachgletschers übergeht, anderseits aber auch entlang des Mühlbaches von Irrsdorf zum Moränenkranz bei Oberhofen verläuft, wo der Zellerseer Arm des Traungletschers endete. Die Niederterrasse oberhalb Mattighofen entstand also durch vereinigte Wirkung der Abflüsse des Salzach- und Traungletschers.

Im westlichen Innkreis steigt die breiteste entwickelte Niederterrasse des unteren Weilhartforstes in einem steilen Schwemmkegel an, der die äußeren Jungmoränen S Hochburg durchbricht und an dem Hauptwall N Geretsberg endet.

Im Oberen Weilhartforst ganz besonders sieht man die hochgelagerten Niederterrassenschotter direkt aus den Moränen hervorgehen, was die Gleichzeitigkeit beider Bildungen dartut. Der Übergang aus den Moränen in die Schotter vollzieht sich häufig unter Bildung von Schwemmhalden und von Übergangskegeln. Die gleichzeitige Bildung der Niederterrassenschotter und der Endmoränen wird übrigens auch durch die Auffindung von gekritzten Geschieben und von großen Blöcken, welche aus der Moräne stammen, erhärtet.

Die tieferen Horizonte der Niederterrassenschotter brauchen nicht mehr mit den Endmoränen im Zusammenhange zu stehen. Diese sind vielmehr etwas jünger. Die tieferen Lagen der Niederterrassenschotter sind zu einer Zeit vor dem Hochstande der Vergletscherung abgelagert. Die mit ihnen verknüpft gewesenen Moränen wurden beim Vorstoß zum Hochstande weggeschürft. Anderseits konnten beim endgültigen Rückzug des Eises jüngere spätglaziale Moränen an den Flanken dieser tieferen Niederterrassenzonen angelagert worden sein.

Nach der Verteilung der Niederterrassenfelder waren folgende Gletschertore W der erwähnten Oichtenfurche mit Schmelzwasserabflüssen in Tätigkeit: das Gletschertor von Aschau, Gundertshausen, Oberer Weilhartforst an zwei Stellen W von Geretsberg und NO des Huckingersees. Hier floß eine Salzach aus dem Gletscher,

doch war auch ein Abfluß aus dem Becken von Tittmoning über dem heutigen Salzachtale vorhanden.

Die Hochterrasse überragt als Großflur von Schwand und Eisenhub die Niederterrasse des Lach- und unteren Weilhartforstes. Die Schotter sind stärker verfestigt, aber noch nicht zementiert. Taschenförmige Verwitterung, die jedoch höchst selten zu Orgelbildung führt, ist zu beobachten. Die Hochterrasse zeigt durchwegs Lehmbedeckung. Den Terrassenabfall zur Niederterrasse finden wir steil und randlich gekerbt. Die vollständige Zerschneidung der Hochterrassenfläche ist aber noch nicht eingetreten, so daß deren Plattenform stets deutlich wird. Nach der Verwitterung und Erosion ist die Zeit zwischen der Bildung der Hochterrassenfläche bis zur Entstehung der Niederterrasse wesentlich länger als die Zeit nach der Niederterrasse.

Die Hochterrassenfläche von Eisenhub-Neukirchen verzahnt sich mit Reißmoränen im S bei Irnstätten und N St. Georgen durch Schwemmkegel; die mit ihr zusammenhängende Hochterrassenfläche des Engelbachtals verschleißt sich bei Auerbach und S von Pischelsdorf mit Reißmoränen. Im W aber umschüttet die Hochterrasse von Schwand den Adenberg, SO von Gilgenberg durch einen breiten Schwemmkegel in Reißmoränen übergehend.

Auf der W Seite des unteren Weilhartforstes wird dessen Niederterrassenfläche von der Hochterrasse O von Ach überragt; diese geht zwischen Ach und Hochburg in Altmoränen über. Die Hochterrasse von Weng führt noch gekritzte Geschiebe aus diesen Altmoränen.

Im Salzachtal aber sieht man die Hochterrassenschotter unter den R-Moränen durchziehen; diese markieren also einen Vorstoß. Die zu den tieferen Lagen der Hochterrasse gehörigen Altmoränen liegen wohl im oberen Weilhartforst unter den Jungmoränen begraben.

Die Hochterrasse des unteren Mattigtals schließlich, eine Fortsetzung der Hochterrasse von Neukirchen, ist über Mattighofen und Pfaffstädt aufwärts verfolgbar und geht bei Lengau in die R-Moränen des Salzachgletschers, N von Straßwalchen in die R-Moränen des Traungletschers über, unter Entwicklung sehr deutlicher Schwemmkegel, so daß an vielen Stellen die Korelation der Ablagerungen feststellbar ist.

Über die Hochterrasse von Eisenhub oder Burgkirchen erhebt sich die viel höhere Terrasse des Deckenschotter. Schöne Aufschlüsse desselben finden sich in Mauerkirchen und Uttendorf (Taf. 10 u. 11). Der Deckenschotter ist viel stärker verfestigt, ja häufig zementiert, gebankt und durchklüftet. Es sind oft typische Nagelfluhbildungen. Die Verwitterung ist schon sehr tief gegangen, ansehnliche geologische Orgeln entstanden infolge Lösung. In den oberen Lagen trat eine

vollständige Entkalkung ein, hier besteht das Material fast nur aus Quarzschottern und etwas Flysch, Kalkgeschiebe finden sich erst in den tieferen, unverwitterten Lagen. Charakteristisch ist eine mächtige Lehmdecke, an die sich vielfach Ziegeleien knüpfen. Dieser ältere Lehm ist viel mächtiger als der jüngere Lehm der Hochterrasse. Stellenweise wird er lößartig (Mauerkirchen).

In morphologischer Hinsicht bestehen zwischen den Hochterrassen- und den Deckenschotter-Flächen große Verschiedenheiten. Im Gegensatz zu den kaum zertalten Hochterrassenflächen sind die Deckenschotter-Riedel stark zertalt und bereits zu flachen Kuppen und Rücken abgetragen. Im Vergleich zu dem scharfen Rideauabfall der Hochterrasse ist die Gehängeneigung der Deckenschotterterrasse zur Hochterrasse stets sehr flach und mit Lehm bedeckt. Jedenfalls ist eine starke Zerstörung und Abtragung des Deckenschotters schon vor der R-Eiszeit anzunehmen. Es ist der große Anteil der M-R-interglazialen Erosion und Abtragung (vgl. gewisse Leimenzonen in Niederösterreich).

Der Deckenschotter ist sicher fluvioglazial (wenn wir von einigen lokalen Ablagerungen im Bereiche des Kobernauser Waldes absehen) und mit Altmoränen verknüpft. Zu den Funden von gekritzten Geschieben durch Brückner (2) bei Baumgarten W Mattighofen gesellen sich eigene Feststellungen von gekritzten Geschieben bei Perleiten (W von Uttendorf). Daß diese Hangendmoränen nicht R-eiszeitlich sein können, ist aus dem Umstande zu folgern, daß sie, da höher gelegen, keine Beziehung zu den Hochterrassen haben. Auch am Adenberg bei Fillmannsbach gehen die Deckenschotter in Moränen über, bzw. lagern Altmoränen auf den Deckenschottern. Die Mindelmoränen und Deckenschotter stimmen hypsometrisch mit den M-Ablagerungen von Perleiten überein.

Bisher behandelten wir die eingeschachtelten Schotterflächen, welche mit Moränen in Beziehung treten, wobei Vorstoßmoränen auf jenen liegen können. Die Niederterrassen sind eingeschnitten in Hochterrassen und R-Moränen und schneiden an hochgelagerten Deckenschottern und M-Moränen durch. Die Hochterrassen sind eingeschnitten in Deckenschotter und M-Moränen, die Deckenschotter (im allgemeinen) in jungpliozäne Schotter des nördlichen Kobernauser Waldes.

Nun einiges über die Beziehungen der Moränen untereinander und über die Moränenlandschaften. Was zunächst den Kontakt von M- und R-Moränen anlangt, so stoßen am südlichen Siedelberg R-Moränen an M-Moränen ab. Letztere gehen offenbar unter die R-Moränen. Trümmer von M-Nagelfluh in den R-Moränen beweisen, daß zuerst die M-Nagelfluh verkittete und dann vom

vorstoßenden R-Gletscher zerstört wurde. Häufig erscheinen am Außensaume von R-Moränen die M-Moränen; sie bilden die liegende Glazialschuppe.

Bezüglich des Kontaktes von R-Moränen mit W-Moränen haben Penck und Brückner bereits einige Profile kennen gelehrt, wo über verfestigten, geschliffenen R-Moränen W-Moränen lagern. Ich habe ähnliches auch bei Renzelhausen S Feldkirchen beobachtet. Gegenüber den W-Moränen des Innviertels bilden also die R-Moränen die liegende Glazialschuppe. Jedenfalls gehen die R-Moränen ein erhebliches Stück unter den W-Moränen durch; damit ist auch eine Erklärung der schärfer geböschten und stärker verfestigten Kuppen gegeben, welche, die Jungmoränen durchragend, als Spät-R-Moränen aufzufassen wären.

Ergeben sich schon deutliche Altersunterschiede in den Moränen durch die Lagerungsverhältnisse, so werden diese Unterschiede noch klarer durch die morphologische Beschaffenheit. Die Altmoränen sind schon stark zertalt, Wälle nicht mehr vorhanden, breite Abdachungen und breite Rücken liegen vor. Hingegen zeigen die Jungmoränen noch den Wallcharakter und eine kleinkuppige, unregelmäßige Kames-Landschaft; die Entwässerung ist noch den Moränenzügen und Talungen angepaßt.

Bei den W-Moränen im Innkreis sind drei bis vier Wälle vorhanden, so um das Ibmermoos. Der Außenwall, den wir als Alt-W auffassen, ist stärker verfestigt als die Haupt- und Jung-W-Wälle. Manche Talungen zwischen den Wällen bergen Seen und Moore. Manche Kessel zwischen den Moränen sind kreisrund und mögen durch Eisreste entstanden sein.

Am Innenabfall der Endmoränen schaltet sich gegen das Zungenbecken die Grundmoränenlandschaft ein. Sehr häufig nehmen solche Moränen Schichtung an. Doch auch aus den Grundmoränen tauchen ab und zu „Knöpfe“ von Altmoränen, stärker verfestigt, auf; es sind Spät-R-Moränen. Die Grundmoränenlandschaft ist durch Drumlins, welche in der Richtung der Eisbewegung gestreckt sind, gegliedert. Innerhalb der Grundmoränenlandschaft schalten sich Zungenbecken ein, welche vom Stammbecken fingerförmig abzweigen. Wir nennen von diesem Teile des Salzachgletschers die Becken von Oichten, des Ibmer Mooses und des Tittmoninger Beckens. Während letzteres durch die Salzach bereits zugeschüttet wurde, sind die Oichten und das Ibmer Becken vertorft.

Wegbeschreibung.

Von Salzburg bis zum Haunsberg (Weitwörth) durchqueren wir die Flyschzone an der östlichen Flanke des Salzburger Zungenbeckens. Eine Abzweigung

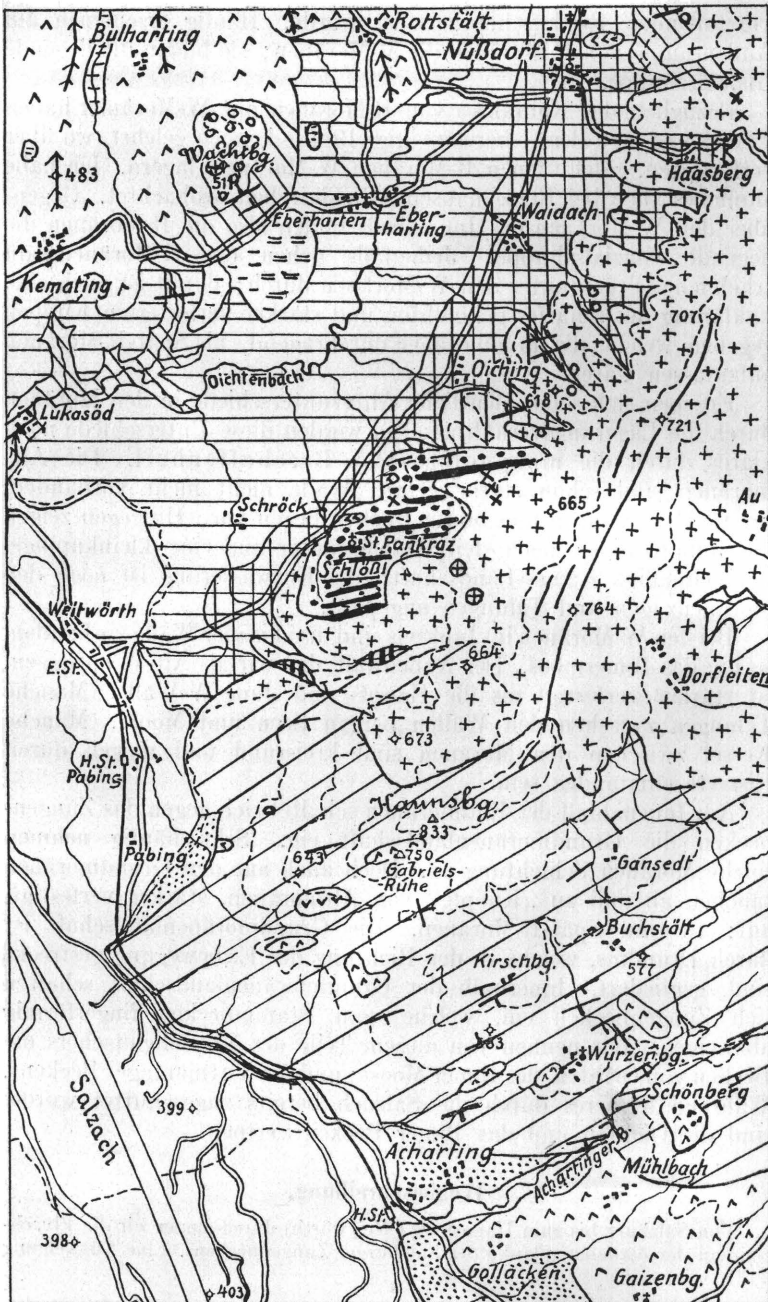






Fig. 16. Geologische Karte des Haunsberggebietes und des Oichten-Beckens, neu aufgenommen von G. Göttinger, 1:50.000. (Legende umstehend.)

	Oberkreide-Flysch		Drumlins
	Schiefer d. Ob. Kreide (Nierentaler Sch..?)		Erratische Blöcke
	Nummul.u. Lithoth.- Kalksandstein		Nummuliten K.S.- Blöcke
	Sand, z.T. Schiefertone d. Eozäns		spätglaz. Seetone
	Oichinger Schicht. Eozän		spätglaz. Schutt-u. Delta - Kegel
	Schlier		postglaz. Terrassen- Schotter
	pliozäne Quarz- Schotter.		Rutschungen, Bergstürze
	Wallmoränen (Würm)		Moor. Torf
	Grundmoränen (Würm)		Kalktuff

desselben stellt das Becken von Kasern und Lengfelden dar, das zwischen dem Berg von Maria Plain (530 m) und dem Hochgitzten (674 m) eingesenkt ist und zuletzt von der Fischach durchmessen wird. Es enthält bei Kasern ein Torflager. Flyschrippen im SO-Teil dieser Furche, wo eine Verbindung mit dem Söllheimer Zungenbecken hergestellt ist, sind ohne Zweifel durch glaziale Erosion erzeugt worden. Der Einzelhügel von Muntiggel, bekannt durch die Fossilien und Lebensspuren des Oberkreideflysches (4), ist ein deutlicher Rundbuckel; aber auch der Hügel von Kerath wurde, an der W-Flanke des Hochgitzten gelegen, wohl infolge früherer Eisbedeckung isoliert.

Die SO Seite des Haunsberges zeigt mehrere wiesenbedeckte, zunächst Ufermoränen vortäuschende Ebenheiten, welche sich aber als Schliffampen (12) herausgestellt haben (Würzenberg, Kirschberg, Buchstadt, Pomed). Der 833 m hohe Haunsberg gehört der nördlichsten Flyschkulisse an (große Berg-rutschung an seiner SW Seite). Wir fahren zunächst an seiner W-, dann an seiner N-Flanke entlang in der Richtung nach Nußdorf.

Der mit dem Haunsberg bei der Kaiserbuche (764 m) verschweißte, niedrigere, NNO streichende, gegen W zur Oichtenfurche steil abfallende Nußdorfer Bergzug (Fig. 16) hat nirgends Flyschuntergrund mehr. Die Umgebungen von Schlöbl und St. Pankraz bestehen aus Eozän, das sich als eine mehrfache Folge von Nummuliten- und Lithothamnienkalksandstein, Sanden und Tonschiefern erweist (11, 12). N anschließend daran folgen die dunklen, schwarzgrauen Oichinger Schichten mit fossilreichen Glaukonitsandstein-Einschaltungen; neuere paläontologische Untersuchungen (13) haben gleichfalls ein eozänes Alter aufgezeigt.

Weiter N anschließend folgt der Schlier, der, bei Irlach und Nußdorf noch stark gefaltet, die Fortsetzung des Schliers des Wachtberges und des unteren Oichtentales ist, wo gleichfalls noch starke Faltung wahrnehmbar ist. Diese tönt aber weiter nach N aus. Der Schlier wird dann diskordant abgeschnitten und überschüttet von pliozänen Quarzschottern, welche, bei flacher Lagerung, dem Kobernauserwald-Schotter entsprechen.

Morphologisch werden alle diese Schichtglieder am W-Abfall des Nußdorfer Bergzuges durch die NNO gerichtete, breite Oichtenfurche abgeschnitten, einem Teilzungenbecken des Salzachgletschers, der bei der Ortschaft Oichten während der W-Eiszeit endete.

Der Höhenrücken des Nußdorfer Bergzuges ist von wallförmigen Jungmoränen gebildet, die bei der Kaiserbuche am Haunsberg ansetzen und in der Richtung gegen Oichten hin abfallen. Der Moränenzug der Höhe, der die Wasserscheide zwischen dem Oichtengebiet und dem Zuflußgebiet des Obertrumer- und Grabensees trägt, bildete zwischen dem Gletscherlappen der Oichten und dem von Mattsee eine Art Mittelmoräne.

Beim Rückzug des Eises bildeten sich an den beiden Flanken der Wasserscheide mehrere spätglaziale Rückzugsmoränenwälle. So können wir von der Kaiserbuche nach Gastein, also an der W-Flanke zur Oichtenfurche, sieben Rückzugsphasen des Gletschers in den Höhen zwischen 745 bis 540 m durch Rückzugsmoränenwälle ermitteln. Schließlich wurde die Oichtenfurche vom spätglazialen Oichtener See (12, 3, vgl. auch Fig. 16) eingenommen, dessen feingeschichtete Ablagerungen die blauen Tone von Eberharten bilden, die wir an der Straße von Nußdorf nach Oberndorf in einer Höhe von 415 bis 420 m passieren. Dieser spätglaziale See der Oichten hatte, nach den Deltaschottern von Eitelsberg und Hainbach zu schließen, eine Spiegelhöhe von zirka 450 m, also dieselbe, welche auch der Salzburger See besaß, wie das Delta W von Schloß Glanegg in 450 m Seehöhe dartut. In diesen spätglazialen Oichtener See mündeten vom zerfurchten Steilabfall des Nußdorfer Bergzuges zahlreiche Schutt- und Deltakegel (vgl. Fig. 16).

Von Nußdorf wenden wir uns nach SW, besuchen die spätglazialen Seeablagerungen von Eberharten, in welchen ein Wirbel von *Rhinoceros tichorhinus* (jetzt im Salzburger Museum) gefunden wurde und fahren entlang dem aus Tertiär bestehenden, die Grundmoränenlandschaft zwischen dem Oichtener Moor und dem Bürmoos durchspießenden Wachtberg (Fig. 16). Von Kemating aus bietet sich ein guter Blick in das Oichtener und in das Salzburger Zungenbecken.

Bei Oberndorf ist die Grundmoränenlandschaft deutlich in der Höhe von 430 m terrassiert. In diesem Niveau erfolgte der Ausfluß der Salzach aus dem eigentlichen Salzburger Becken. Die später in dieses Niveau eingeschnittene Salzach schuf im Salzachdurchbruch von Lauffen-Oberndorf ein schon von Fugger (4) und Penck (14) genauer untersuchtes Quartärprofil, das bekanntlich zur Aufstellung der Lauffenschwankung der W-Eiszeit geführt hatte.

Wir verlassen in Oberndorf beim Noppinger Bräu die Autobusse und beachten entlang des rechtsseitigen Inundationsdammes der Salzach die Aufschlüsse auf dem österreichischen Ufer (auch auf dem bayrischen Ufer sind mehrere gute Aufschlüsse vorhanden).

Am Ende des Stadtteiles Altach, gleich W der Christoph-Kapelle, auf der S Seite des Totenberges, knapp vor km 47 der Salzach, sehen wir die den Totenberg zusammensetzenden quartären Schotter von Liegendmoränen unterlagert. An der SW bis W Seite des Totenberges finden sich zwei postglaziale Terrassen mit teilweise verfestigten Schottern, unter welchen in der geringen

Höhe von zirka 4 m über dem Fluß der durch Quellen sich markierende Schlier-sockel zutage tritt. Den postglazialen Terrassen des Konkavbogens der Salzach entsprechen an der Konvexseite des Bogens auf der bayrischen Seite größere Aufschlüsse, welche über den Quartärschottern auch eine Hangendmoräne aufzeigen. Es ist die gleiche Moräne, welche auf österreichischem Boden die auch morphologisch in Erscheinung tretenden Kuppen von Maria-bichl (434 m), von Buchach und von Loipferding (441 m) im weiteren NO-Streichen zusammensetzen (12, 17). Es handelt sich bei diesen Hangendmoränen wohl um einen Rückzugswall von Würm, um einen Halt, der mit dem Stephanskirchner Stadium Trolls (20) identifiziert werden kann. Die gleiche Hangendmoräne ist schließlich salzachabwärts auf der österreichischen Seite bei km 45-4 deutlich zu erkennen.

Das Laufener Durchbruchstal zeigt also Schotter zwischen zwei Moränen, wovon die Hangendmoräne eine Rückzugsmoräne von W ist. Angesichts der hohen Lage der eigentlichen, aus den W-Moränen hervorgehenden Niederterrassen im Innkreis (z. B. im Oberen Weihartforst) kann man die Lauffener Schotter nicht mit den Niederterrassenschottern identifizieren. Entweder wären sie wesentlich jünger, da sie in tieferem Niveau in die W-zeitlichen Ablagerungen eingeschnitten sind und wären dann wieder von Eis überschritten worden, oder sie sind ein Teil des Prä-W-Sockels, der von dem Hochstand der W-Vergletscherung erst überschritten wurde. In diesem Falle wäre die Liegendmoräne am ehesten dem spät-R zuzuschreiben, die Lauffener Schotter wären dann R-W-interglazial. Eine wesentliche Stütze für diese Auffassung bieten die ähnlichen Höhenlagen der R-W-interglazialen Schotter über der Salzach, sowohl zwischen Golling und Salzburg (vgl. Quartärführer, II. Teil, S. 1ff.) wie auch SW von Salzburg am Walsberg.

Auf dem gleichen Wege nach Oberndorf zurückkehrend, fahren wir die Wildshuterstraße und beobachten kurz vor dem steilen Aufstieg derselben nach Gastag in der Schottergrube (gleich S der Kapelle) die Lauffener Schotter, von toniger Moräne bedeckt, die 1935 einen großen erratischen Gosaublock enthielt. Die Hangendmoräne geht in die schon erwähnten Endmoränen von Mariabichl und Bichlhaiden über.

Auf der Weiterfahrt queren wir eine flachwellige Grundmoränenlandschaft, in welche bei Ober- und Unter-Eching mehrere postglaziale Terrassen eingeschnitten sind (über dem Salzachdamm [385 m] in den Höhen: 399, 402, 415 m).

Zur Zeit der Bildung der Terrasse von Untereching (zirka 400 m) unter-schnitt ein Salzacharm in einem Bogen das O-Gehänge des Stierlingwaldes; noch gibt sich der frühere Lauf in einer heute vom Irlachbach durchzogenen Furche deutlich zu erkennen.

Die Grundmoränen von Wildshut ruhen dem kohlenführenden Neogen auf, in welchem einer der ältesten Kohlenbergbaue Österreichs umging (6).

Vor Ernsting liegen an der Straße Grundmoränenschotter in varwigem Wechsel mit Feinsand, mit nach SSO 20 bis 25° fallender Deltaschichtung. Das Material besteht ganz überwiegend aus Quarz- und Kristallinschottern mit wenig Kalk, doch sind gekritzte Geschiebe vorhanden. O von Ernsting sehen wir in der Jungmoränenlandschaft schärfer geformte und stärker verfestigte Schotter, welche wir als Restberge von Spät-R-Moränen auf-fassen.

Die breitgewellte Grundmoränenlandschaft steigt nun allmählich N-wärts zu dem hohen, kleinkuppigen Endmoränenkranz des oberen Weihartforstes an. Schon von Tarsdorf, noch mehr vom W.H. Hörndl und von

der Kapelle N davon, bietet sich eine weite Aussicht auf einen großen Teil des Zungenbeckens des Salzachgletschers, das rings im Vorlande von höheren, kuppigen Endmoränenwallzügen umschlossen ist. Die Grundmoränenlandschaft dacht sich zentripetal nach dem Zungenbecken hin ab, und jenseits desselben erheben sich, scheinbar um so höher, die nördlichen Ketten der Alpen. Die Aussicht ist weitumfassend: Traunstein, Höllengebirge, Schafberg, Dachstein, Gaisberg, Tennengebirge, Göll, Untersberg, Übergossene Alm, Watzmann, Lattengebirge, Hundstod, Hochkalter, Stauffen, Leoganger und Loferer Steinberge, Hochfellen, Hochgern, Kampenwand, Wendelstein, Benediktenwand zur Zugspitze.

Im Weilhartforst zwischen Tarsdorf und Ach wird der Haupt-W-Endmoränenwall noch vor der Abzweigung der Braunauer Straße erreicht. Große, steil geneigte Schwemmkegel bauen sich aus ihm nach N und gehen in die Niederterrasse von Stegbuchen in Seehöhe von 440 m über. Die Niederterrasse liegt also 90 m über der Salzach, die aus dem Durchbruchstal unterhalb Tittmoning kommt. In diese Niederterrasse und in das darunterliegende Neogen sind die Terrassen von Wanghausen (Taf. 9a) eingeschnitten, die wir mit a , e , i , o_1 , o_2 , u_1 , u_2 , u_3 unterschieden haben (9).

Schon von den Terrassen oberhalb von Wanghausen fällt der Blick auf die Burg von Burghausen und auf der Weiterfahrt bis nach Ach kommt die großartige Lage von Burghausen immer mehr zur Entfaltung. Diese größte Burg Deutschlands hält den schmalen Riedelsporn zwischen der Salzach im O und einer außer Funktion geratenen großen Salzachschleife im W, welche zum Teil vom Wöhrsee eingenommen wird, besetzt. Der Sporn ist noch von der ebenen Niederterrassenfläche gebildet, was der Entwicklung der Burg nach N förderlich war. Unter den Niederterrassenschottern kommt an den beiden Gehängen des Spornes das Neogen hervor, an dessen Sockel im O-Schutze der Burg sich die Anlage der Stadt knüpft. Der Bahnhof Burghausen liegt bereits auf einer tieferen postglazialen Terrasse unterhalb der Niederterrassenfläche, und zwischen beiden Flächen kommt gleich W vom Bahnhof das durch Quellen sich markierende Neogen zum Ausfluß.

Die W von Burghausen bei Lindach ausgebildete Niederterrassenfläche, welche am linken Salzachufer bei Hadermarkt aus W-Moränen hervorgeht (10), wird aber von der verlehmtten Altmoräne des Hechenberges überragt, an der bei Mehring Hochterrassenschotter ansetzen. Auch der Steilhang des österreichischen Salzachufers bei Ach ist über dem hohen Neogensockel zunächst von verlehmtten und verfestigten R-Moränen gebildet; erst O der Salzachbrücke von Ach ist im tieferen Niveau das Neogen (Tone, Sande und Quarzkies) durch Niederterrassenschotter abgeschnitten (Taf. 9b) und von diesen überlagert (Kote 413 der Spezialkarte).

Nach kurzem Aufenthalt in Ach lernen wir bei der Auffahrt nach Hochburg die breitwelligen Oberflächenformen der etwas zertalten und verlehmtten R-Moränen kennen, welche N-wärts deutlich in Hochterrassenflächen übergehen.

Von der Höhe dieser R-Moränen haben wir einen guten Überblick auf den Hechenberg, das Tertiärhügelland von Markt am Inn, inntalabwärts bis zum Böhmischem Massiv bei Schärding, auf den Adenberg, Kobernauser Wald und auf die im SO und S benachbarte W-Endmoränenlandschaft; die Alpenfront vom Traunstein bis zum Wendelstein nehmen wir wahr.

Gleich O der Kirche von Hochburg, hart an der Straße, ist die schlammig-tonige, gekritzte Geschiebe führende, stark verfestigte R-Moräne aufgeschlossen. Zwischen dem R-Moränenriedel von Hochburg und dem R-Moränenriedel von Gilgenberg verqueren wir die breite Bresche der zum Übergangskegel

und zu den W-Moränen ansteigenden Niederterrassenfläche im Weilhartforst. Auch die R-Moränen von Gilgenberg-Lohnsberg gehen gegen NW in Hochterrassen über.

Bei Gundertshausen wird vollends die W-Moräne erreicht. Gleich W des Ortes, beim Steinerwirt, ist lockere W-Moräne mit großen erratischen kristallinen Blöcken aufgedeckt. Ein an die R-Moränen sich anlehnender Alt-W-Moränenwall N des Ortes ist hier sehr deutlich vom südlichen, höheren Haupt-W-Moränenwall zu unterscheiden. Letzterem gilt noch bei Eggelsberg unser Besuch; von seiner Höhe, nahe der Kirche von Eggelsberg, gewahren wir das System der Endmoränen und deren Abfall zum Zungenbecken des Ibmermooses, des größten Moores von Österreich.

Gleich SO der Kirche von Eggelsberg können wir ein typisches Strukturbild der W-Endmoränen studieren. Delta- und kreuzgeschichtete Sande, Kiese und Feinschotter, diskordant durchschnitten von Kies- und Schotter-schichten mit tonigen Zwischenschichten, kennzeichnen diese, durchaus gekritzte Geschiebe führende Moräne.

N von Gundertshausen benützen wir ein die R-Moränen durchbrechendes Trockental, das während der W-Eiszeit von einem kleinen Gletscherabfluß geschaffen wurde, um nach Fillmannsbach zu kommen. Mehrere Gruben in der Umgebung liefern Einblicke in die meist geschichtete Struktur der verfestigten R-Moränen. Der Adenberg aber ist als M-Moräne aufzufassen, da diese mit dem liegenden Deckenschotter einem noch höheren Neogensockel aufsitzt, die Verfestigung und Verlehmung eine noch stärkere ist und die Hochterrasse von Schwandt und Eisenhub aus dieser Alt-Moräne sicher nicht hervorgeht.

Bald nach Fillmannsbach, auf der Fahrt nach Neukirchen tritt der Übergang aus den R-Moränen in die Hochterrassenflächen besonders klar in Erscheinung. Dabei ist der morphologische Gegensatz der beiden Bildungen, wie auch aus der Karte sofort zu entnehmen ist, viel schärfer als hinsichtlich der Struktur der daraus geschichteten, verfestigten Schotterbildungen (Taf. 10 a), wobei die Hochterrassenschotter im Anfang noch reichlich gekritzte Geschiebe enthalten. Wie mehrere Gruben am Wege zeigen, ist die Verwitterung der Hochterrassenschotter zur Lehmbildung schon vorgeschritten und unweit der Abzweigung der Straße nach Schwandt ist im großen Aufschluß der Hochterrassenschotter bereits von einer ansehnlichen Lehmdecke bedeckt.

Wiederum folgen wir, bis Dietzing, dem während der Niederterrassenzeit gebildeten schmalen, die Hochterrasse durchschneidenden Tale, das nach Mündung der Niederterrassenfläche des Engelbaches sich verbreitert und in den über 6 km breiten Kegel des Lachforstes übergeht.

Nach Überschreitung des schmalen Hochterrassenriedels, welcher die Niederterrasse des Lachforstes überragt, gelangen wir in das Niederterrassenfeld von Burgkirchen und Mauerkirchen des Mattigbaches, das oberhalb von Burgkirchen schon durchaus in ältere Quartärbildungen eingeschnitten hat.

Vor Mauerkirchen, gleich O der Bahnübersetzung von Geretsdorf, ist die Nagelfluh des Deckenschotters taschenförmig zu Lockerschotter stark verwittert und von $2\frac{1}{2}$ bis 3 m mächtigem Lehm bedeckt. Dieser Deckenschotter bildet aber eine tiefere Terrasse unter dem älteren Deckenschotter von Mauerkirchen und ist daher als jüngerer Deckenschotter anzusprechen (ein Seitenstück dazu findet sich auch S des erwähnten Hochterrassenriedels zwischen Lachforst und Mattigtal bei Albrechtsberg).

Die zahlreichen Aufschlüsse von Mauerkirchen bieten ein ziemlich einheitliches Bild der älteren Deckenschotter, welche, in der Tiefe stark ver-

festigt, in den oberen Lagen tiefgründig unter Bildung von geologischen Orgeln verwittert sind. Stellenweise ist eine starke Lehmbedeckung vorhanden, wobei der Lehm doch auch aus lokalem Löß hervorgegangen ist, der aber seither eine starke Verlehmung erlitt. Es kann sich hier nur um M-, oder spätestens R-eiszeitlichen Löß handeln (vgl. Taf. 10b).

Der ältere Deckenschotter von Uttendorf, gleich N des Ortes mehrfach aufgeschlossen, ist gleichfalls von tiefen geologischen Orgeln durchsetzt. Der Lockerkies der Orgeln tritt in deutlichen Gegensatz zur verbackenen Nagelfluh, die ganz überwiegend aus kristallinischem Material besteht (Taf. 11a).

Die Lage von Mattighofen ist gekennzeichnet durch einen Riedelsporn der verfestigten Hochterrasse zwischen zwei Niederterrassenfeldern; wir folgen dem westlichen davon über Pfaffstätt und Jeging, wobei am Rideaufabfall der Hochterrasse mehrere Aufschlüsse die Struktur der verfestigten und verlehmtten Schotter dartun. Bei Jeging erfolgt der steile Anstieg aus dem Niederterrassenfelde über den Schwemmkegel zu den W-Endmoränen von Kerschham. Nach innen folgen über Palting mehrere Endmoränenwälle, zwischen denen auch der Imsee liegt. Das Auf und Ab der kurvenreichen Straße ist durch die unregelmäßigen Wälle der Endmoränenlandschaft bedingt.

Die Endmoränen von Palting umschließen das kleine Becken von Mundenham. Bald ist Mattsee erreicht. Ein Teilzungenbecken des Salzachgletschers verteilt sich hier auf drei, von den beiden Trumerseen und vom Grabensee erfüllte Becken, welche von Jungmoränen umspannt sind. Die den Niedertrumersee im O bei Wichenharn umziehenden und bei Petersham durch einen Übergangskegel in die Niederterrasse übergehenden Endmoränen steigen an dem westlichen Ausläufer des Tannberges (784 m) empor. Die den Grabensee umgürtenden Endmoränen gehen aufwärts gegen SW in das System von Endmoränenwallzügen über, welche in mehrfacher Folge zwischen dem Obertrumersee und dem Moränenhauptwall der Höhe: Kaiserbuch und Kalchgrub entwickelt sind.

Die nächste Umgebung von Mattsee aber ist ein Schulbeispiel für glaziale Rippung. Von der dem Flysch des Tann- und Buchberges auch hier vorgelagerten „helvetischen Kreide- und Eozänzone“ (der Fortsetzung aus dem nördlichen Haunsberggebiet von St. Pankraz) sind die harten Nummuliten- und Lithothamnienkalksandsteine, ihrem Streichen entlang und gemäß ihrer steilen Schichtstellung zur scharfen Rippe des Wartsteins herauspräpariert worden; letzterer setzt sich O der Kirche von Mattsee zum felsigen Schloßberg fort. Auch am S Ufer des Niedertrumersees verraten felsige Steilböschungen das Durchstreichen des harten Eozänsandsteines (Sauloch), hingegen sind die weichen Oberkreide-Mergel, die auf der geologischen Karte als Nierentaler Schichten angegeben sind, zu flachen Höckern gestaltet worden (Nunnerseeberg bei Mattsee, Hügel N Seeham, 539 und 540 m).

Sowohl an der O Seite des Nieder- und Obertrumersees, wie an der W-Flanke des letzteren sind mehrere Moränenrückzugsstufen zu bemerken. Der fast 800 m hohe Buchberg (Flysch) hat in seinen oberen Teilen Reste von verfestigten Altmoränen, die wir als R-Moränen ansprechen; auch vereinzelte hoch hinaufreichende erratische Geschiebe weisen auf eine vor der W-Eiszeit noch höher gehende Eisbedeckung hin. In den mittleren Lagen des W-Hanges des Buchberges erscheinen aber die W-Moränen, den Flyschuntergrund gleichmäßig verkleidend, in mehreren Moränenterrassen (Taf. 11b), dem allmählichen Schwinden des W-Gletschers entsprechend.

In dem breiten Raum zwischen dem Obertrumersee und dem Moränenwall Kaiserbuch-Kalchgrub, an der W-Flanke des Obertrumersees, heben sich

die verschiedenen Rückzugsmoränen in langen NNO gestreckten, durch Moore getrennten Wallzügen kulissenartig hintereinander empor (12).

Hinsichtlich der Gesamtlage des Zungenbeckens von Mattsee zum Salzachgletscher-Stammbecken verdient die Tatsache eine Hervorhebung, daß jenes nicht wie das Oichtener Becken mit dem Stammbecken zusammenhängt. Noch viel mehr als das Becken des Wallerseees, ist es vom Stammbecken durch einen allerdings etwas niedergeschliffenen und von Grundmoränen meist überdeckten Flyschwall von rund 600 m Höhe getrennt. Das kommt auch in den Zu- und Abflußverhältnissen der drei Seen zur Geltung. Der Ausfluß der drei Seen, die Mattig, fließt zum Inn, während Wallersee und Oichtenfurche zur Salzach entwässert werden.

Nachdem wir in Obertrum, S der Kirche, die einem um 5 m höheren See-stand entsprechenden Deltasande besichtigt haben (12), steigen wir zu dem von Grundmoränen überdeckten, schon erwähnten Flyschrücken an, wobei wir kurz vor „Ursprung“ das die Quelle des Mattigbaches bildende Ursprungmoor überblicken. Von hier ab erfolgt die Abdachung nach dem Salzachbecken hin, und wir erhalten bei Elixhausen einen Ausblick auf das Zungenbecken von Salzburg mit seinen unter dem Eis mannigfaltig gestalteten Einzelhügeln. In Lengfelden haben wir, bereits um 100 m tiefer, das Teilbecken von Kasern erreicht, das im W in das Salzachbecken übergeht.

Schrifttum.

1 a. D. Aigner, Der alte Salzburger See und sein Becken. Mitteil. d. Ges. f. Salzbg. Ldkde, 68, 1928.

1 b. D. Aigner, Die geographischen und geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Lauffen. „Das Salzfaß“, Lauffen, 1928.

2. E. Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Penck's Geogr. Abh. I/1, 1886.

3. E. Ebers, Über erloschene Seen im Salzachgletscher-Gebiet. Mitteil. Geogr. Ges. München, 25, 1932.

4. E. Fugger, Das Salzburger Vorland. Jahrbuch Geol. R. Anst. 1899.

5. E. Fugger, Erläuterungen zu der geologischen Karte von Blatt Salzburg, 1903.

6. G. Götzinger, Studien in den Kohlengebieten des westlichen Oberösterreich. Jahrb. Geol. B. Anst., 1924.

7. G. Götzinger, Neue Kohlenvorkommen im westlichen Oberösterreich. Z. des Int. Vereines der Bohringenieur und Bohrtechniker, Wien 1924.

8. G. Götzinger, Neueste Erfahrungen über den oberösterreichischen Schlier unter besonderer Berücksichtigung der beiden 1200 m Tiefbohrungen bei Braunau a. I. Montan. Rundschau, 1925.

9. G. Götzinger, Zur nacheiszeitlichen Talbildung der Salzach und des Inn oberhalb Braunau. Braunauer Heimatkunde, 1925.

10. G. Götzinger, Aufnahmeberichte über Blatt Mattighofen und Tittmoning. Verh. Geol. B. A. 1925, 1926, 1927, 1928.

11. G. Götzinger, Das Salzburger Haunsberggebiet zwischen Oichtental und Obertrumersee. Verh. Geol. B. Anst., 1936.

12. G. Götzinger, Aufnahmeberichte über Blatt Salzburg. Verh. Geol. B. Anst., 1931, 1934, 1935, 1936.

13. K. Götzinger, Eine neue Eozänfauna im Haunsberggebiet. Verh. Geol. B. Anst., 1936.

14. A. Penck u. E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, 1901 bis 1909.

15. A. Penck und E. Richter, Glazialexkursion in die Ostalpen. Führer für den Internationalen Geologenkongreß, Wien 1903.

16. E. Richter, Moränenlandschaft im Innviertel. Tagblatt der 54. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte, Salzburg 1881.

17. E. Seefeldner, Geographischer Führer durch Salzburg, Alpen und Vorland. Sammlung Geogr. Führer, III, Borntraeger, Berlin 1929.

18. L. Simon, Kleine Beobachtungen am Laufen-Schotter des Salzachgletschers. Ein Beitrag zur Nagelfluhbildung. Abh. d. geol. Landesuntersuchung, München 1925. H. 18.

19. F. E. Sueß, Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. Ann. d. K. K. Naturhist. Hofmuseums, Wien 1891.

20. K. Troll, Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. Mitt. Geogr. Ges., München, 18, 1925.

Salzburg und der Gaisberg.

Von Gustav Götzingcr.

(Mit 2 Tafeln und 1 Figur.)

I. Der Gaisberg.

Topographische Karten: Blatt Salzburg (4850), alte Bezeichn. Zone 14, Kolonne VIII, 1: 75.000. — Neue Karte 1: 50.000, Blatt Salzburg Ost und West (4850). — Umgebungskarte von Salzburg, 1: 25.000, Sektionsblätter Blatt Salzburg 1: 25.000 (4850).

Geologische Karten: Blatt Salzburg, 1: 75.000, von E. Fugger (Neuaufnahme: Kalkalpen von G. Geyer, übriges von G. Götzingcr, knapp vor dem Abschluß).

Der Gaisberg gehört zu den besonderen Wahrzeichen und Sehenswürdigkeiten der Stadt Salzburg. Gerühmt ist seine Aussicht, die einem Rigi oder Pilatus gleichzustellen ist; mühelos ist sie zu gewinnen seit der Erbauung der 8·9 km langen, kunstvollen Autostraße bis zum Gipfel. (Vgl. das Luftbild derselben, Taf. 12a).

Der Gaisberg ist ein fast ganz isolierter Berg an der Nordfront der Kalkalpen. Während sonst den Kalkalpen die breite Flyschzone vorgelagert ist, sehen wir hier diese gegen N in Einzelberge aufgelöst (Haunsberg, Buchberg, Tannberg, Kolomannsberg) und sonst abgetragen und niedergeschliffen vom rechten Lappen des großen eiszeitlichen Salzachgletschers. So blicken wir weit über den Flachgau mit seinen Seen (Wallersee, Ober-, Nieder-Trumersee, Grabensee), über die Flyschzone in das Alpenvorland. Gegen NW und besonders gegen W ist die eiszeitliche Ausfurchung im Salzachtal groß gewesen, hier vereinigte sich mit dem Salzachgletscher der Saalachgletscher. So nehmen wir von der Höhe besonders gut das Zungenbecken von Tittmoning und die Furchen mit dem Abtsdorfer- und Wagingersee wahr; im W glänzt silbern die Fläche des Chiemsees, der im Zungenbecken des eiszeitlichen Chiemseegletschers liegt.

Gegen O tritt die streichende Überschiebungsfrent der Kalkalpen auf den Flysch in Erscheinung; sie umfaßt zunächst: Schober, Drachcnwand, Schafberg, Höllengebirge, Traunstein. Gegen SO aber schweift unser Blick über die Kalkvoralpen des Salzkammergutes zu den Kalkhochplateaus des Toten Gebirges, des Dachsteins

und über die Osterhorngruppe auf das fast eben erscheinende Hochplateau des Tennengebirges. In der Ferne grüßt der Ankogel der Zentralalpen durch die Enge des Passes Lueg. Am gewaltigsten ist der Ausblick gegen SW. Die Bergriesen des Göll, des Watzmann (im Hintergrund das Steinerne Meer und der Hochkönig) und vor allen der Untersberg treten als Glieder der Kalkhochalpen bis ans Salzachtal, bis in die Ebene von Salzburg vor. Dieser Umstand bildet einen wesentlichen Zug in der Erhabenheit und Schönheit der Salzburger Landschaft. (Taf. 13). Die juvavische Kalkvorschiebung auf die Kalkvoralpenmassen (vgl. unten) hat dieses Landschaftsbild verursacht.

Gegen W schieben sich jenseits der Salzach- und Saalachfurche mit dem Becken von Reichenhall die Bayrischen Kalkalpen vor; ihr Staufen ist die Fortsetzung des Schafberges und Gaisberges; den Kalkalpen ist der Flysch des Teisenberges vorgelagert (vgl. auch Beschreibung der Gaisbergaussicht).

Zur Beschreibung der Gaisbergroute seien kurz die geologischen Verhältnisse (10) dargestellt. Die Gesteine des Gaisberges sind Kalke, Dolomite, Kalkmergel und Konglomerate, mit Ausnahme eines Teiles der Konglomerate Meeresablagerungen der Trias-, Jura- und Kreidezeit. Von den untersten Triasschichten, den Werfener Schiefen, kennt man nur das Vorkommen (mit Haselgebirge) auf dem Kühberg in der großen Aufschiebungslinie. Vom Gutensteinerkalk sind zwei Schubschollen im NO des Nocksteins bekannt. Der Nockstein, Kuhbergzug und Gaisberg bestehen überwiegend aus dem obertriadischen, norischen Hauptdolomit und Plattenkalk. Hauptdolomit ist das graue, grusig zerfallende, zertrümmerte, am Kuhberg stark brecciöse Gestein, das am Nockstein noch eine Steilwand bildet. Der norische und rhätische Plattenkalk (mit Megalodonten) ist weißgrau, plattig. Er ist die voralpine Fazies des Dachsteinkalkes der Hochalpenzone. Gute Aufschlüsse im Hauptdolomit und Plattenkalk bieten an der Straße die sogenannte Würz- und Kapaunwand dar. Auf dem Plattenkalk liegen die rhätischen Kössener Schichten, dunkle Mergel mit Bivalven und Brachiopoden (S-Seite der Kapaunwand); daran lagern Liasmergelkalke (mit Hornsteinen) der Pylonotenstufe. An der Gaisbergstraße oberhalb der Judenbergalm vollzieht sich dann unter Einschaltung einer verbauten Schieferzone (die zum Oberjura oder zur Gosau gehören kann) die Anlagerung der Gosaukonglomerate.

Zwischen Gosaukreide und Lias besteht also eine Lücke.

Man kennt zwar aus der Gegend S des Gaisberges noch andere Juraschichten (Liasfleckenmergel, Doggerkalk, Doggeradiolarite, Oberjura- und Oberalm-schichten); doch sind sie hier wahrscheinlich infolge Erosion vor Ablagerung der Gosaukonglomerate zerstört worden.

In der mittleren Kreide wurden die Schichten gehoben und gefaltet und das vorgosausische Gebirge wurde in Tieftälern erodiert, welche dann Buchten des die Landschaft ertränkenden Gosaumeeres der Oberkreide bildeten. Flüsse mit steilem Gefälle brachten grobes Material in die Buchten; so entstand das Gosaukonglomerat, das sich oft aus kopfgroßen Geröllen zusammensetzt. Es hat hier lokalen Charakter, besteht oft aus aufgearbeiteten Liaskalken, Juraradiolariten und Hornsteinen. Zwischen dem Konglomerat finden sich häufig Letten, die an der Straße Rutschungen verursachten und verbaut wurden.

Die Gosau beteiligt sich aber auch in hohem Maße an der Zusammensetzung der Gaisberg-Westflanke (Gersberg, Gaisbergfager). In und nahe der (tektonischen) Gersbergmulde treffen wir neben den Konglomeraten noch die marinen Gosaukalke (Untersberger Marmor), die grauen Glaneggermergel und die roten Nierentaler Mergel vom Abschluß des Gosaukreidemeeres (limnischen Charakter haben die kohleführenden Gosauschichten von Aigen und Gänssbrunn am Fuße des Gaisberges).

Soviel über die Sedimentfolge im Bereiche des Gaisberges. N vom Gaisberg, in der Linie Gnißl—Mondsee, ist die Kalkzone an den Flysch heran- und aufgeschoben. Das erfolgte nach der Gosauzeit, doch reichen die tertiären Gebirgsschübe doch wohl noch bis in das Altmiozän. Unter dem Nockstein, Kuhberg und Kapuzinerberg Salzburgs streicht die Überschiebungsfäche aus, auf der die sogenannte tirolische Decke der Kalkalpen auf den Flysch geschoben wurde (11). Die tirolische Decke trug auf ihrem Rücken die juvavische (Untersberg, Lattengebirge und Reiteralm), die bereits vorgosauisch auf die tirolische Decke aufgeföhren war (25).

An der Überschiebungsfäche unter dem Kuhberg finden sich, als Gleitmittel verwendet, Werfener Schiefer¹⁾, Schollen und Trümmer von verschiedenen Gesteinen (Jura und Gosau); sie können teils von den bei den Faltenüberschiebungen überwölzten Hangendschichten, teils von Schürflingen und Scherlingen der darunterliegenden Decke stammen. (Die tirolische Decke entspricht der Lechtal- und Lunzer Decke; die Frankenfesler-Allgäu-Bajuvarische Decke liegt sonst zwischen Flysch und tirolischer Decke, von letzterer überschoben.) Unter dem Gaisberg ist die bajuvarische Decke unter der tirolischen Decke mit Ausnahme eines schmalen Streifens oberhalb Gnißl und Guggental (16b) nahe dem Flyschkontakt verborgen.

Die gewaltige Gebirgsbewegung und Schichtzertrümmerung in den tieferen Lagen der tirolischen Decke bezeugen die zahllosen Harnische und Trümmerbreccien in der Würzwand, die durch die Gaisbergstraße angeschnitten wurde (10).

Im Vergleich zum Deckenbauplan spielt die Sonderfaltung im Gaisberggebiete eine nebensächliche Rolle.

Betrachten wir einen Schnitt von N nach S: An den Kuhbergdolomit schließt sich die erwähnte Gosaumulde im Gersbachtal mit einem Kern von Nierentaler Schichten an; die Liegendkonglomerate der Gosau sind invers gestellt und vom Plattenkalk überschoben (26). Gegen S folgt die Anlagerung an den Plattenkalk durch immer jüngere Schichten und die Anstauung der Gosaukonglomerate.

Im Schnitt NO—SW wird die großartige Herabbiegung der Plattenkalke von der Höhe des Gaisberges bis zur Judenbergalm und wohl auch noch etwas tiefer ersichtlich. Es liegt eine deutliche Querfaltung vor: An den Hauptdolomit der NO-Flanke des Gaisberges lagern bei der Nocksteinschleife (nahe dem Gipfel) W fallende Plattenkalke, im Bereich des Gipfelplateaus mehrfach gefaltet. Hierauf schiebt der Plattenkalk in einer flachen, dann in einer scharf geknickten Flexur über die Gaisbergwand herab. Es folgen die Kössener Schichten, eine Talung bildend, darauf invers NO fallender Lias, dann Gosau. Die Inversstellung des Lias hängt wohl mit der Neigung der senkrechten Flexur, zu überkippen, zusammen. In der Tiefe der Gosau ist wohl das Vorhandensein einer Aufschiebungsfäche mit einem Gleithorizont der Werfener Schiefer zu erwarten; die Bitter-, Salz- und Schwefelwässer von Gänssbrunn und Aigen sprechen für ein ausgelaugtes Haselgebirge (5, 6).

¹⁾ Die Grenze gegen die Werfener Schichten ist durch Quellenhorizonte markiert. Auch der große Bergsturz bei Kohlhub ist mittelbar durch die tonige Unterlage verursacht (10).

Eine N—S geschuppte, von Querverfaltung ergriffene Schichtmasse der tirolischen Decke ist also am Gaisberg auf den Flysch, bzw. auf die bajuvarische Decke aufgefahren. Die Querverfaltung ist wohl durch Anstauung am Rande der juvavischen, die tirolische Decke überschiebenden Masse erzeugt. Die Schichten rechts der Salzach zeigen im allgemeinen flaches W-Fallen, während die juvavische Masse links der Salzach N-Einfallen hat. So entspricht das Salzachtal einer tektonischen Naht, einer langen Querstörung, die zur Anlage eines Quertales, das aber geologisch z. T. ein Längstal ist, geführt hat (vgl. auch unten S. 142).

Die Gebirgsschübe des Alttertiärs haben keine so hohe Gebirgs-oberfläche geschaffen, so daß an der Grenze zwischen Alt- und Jungtertiär oder im Altmiozän bereits Verebnungen und Rumpfflächen nahe dem damaligen unteren Erosionsniveau entstehen konnten. Die flachen Kuppenlandschaften des Tennen- und Hagengebirges sind wohl damit gleichalterig. Auch am Gaisberg (1289 *m*) sehen wir im Gipfelplateau eine Verebnungsfläche, welche die mehrfach gefalteten Schichten glatt durchschneidet. Sie verleiht dem Berge von NW her das Aussehen einer abgestutzten Pyramide. Hier fand ich seinerzeit auch Augensteinchen (10).

Ein etwas jüngeres Niveau, unter der Verebnungsfläche, ist durch einen Höhlengang ersichtlich, der nahe der Nocksteinschleife der Straße mündet; die Höhle zeigt Korrosionslöcher und Tropfsteine.

Diese Verebnungsflächen wurden nachher, besonders im Pliozän, gehoben und damit konnte die Salzach einschneiden, den Untergrund der tirolischen Decke im O nun bloßlegend. Die Erosion ging in Rucken der Hebung, unter Bildung von Talterrassen vorstatten, welche relative Ruhepausen der Hebung darstellen. Es sind hauptsächlich die Niveaus von 900 bis 1000 *m*, 800 *m*, 650—700 *m* und um 600 *m* vorhanden (14, 23, 24).

Während der Eiszeiten stieß der Salzachgletscher weit ins Vorland hinaus, hier am meisten während der Mindel-Vergletscherung (19). Es ist wahrscheinlich, daß das Eis an der Gaisbergflanke während der M-Eiszeit höher als zur W-Eiszeit reichte. Aber schon am Ende der M-Eiszeit war der Talboden des Salzachtals so tief, wenn nicht noch tiefer, als gegenwärtig. Die Bildung der M-R-interglazialen Mönchsberg—Nagelfluh (vgl. auch Titelbild) in Salzburg, die bis unter den Salzachspiegel reicht, zeigt dies deutlich. Der R-Gletscher trat ins Vorland bis nahe an die M-Moränen heran (S. 124); im R-W-Interglazial entstanden die Schotter von Lauffen (vgl. S. 129).

Der W-eiszeitliche Salzachgletscher schuf die heutige Formung des Salzburger Zungenbeckens. Am Gaisberg sind bloß Spuren der

letzten Vergletscherung vorhanden. Nahe der Zistelalpe reichen die Jung-Ufermoränen bis über 1000 *m* Höhe (10). Am Sattel 947 S der Zistelalm liegen gleichfalls Moränen. Außerdem finden sich noch tiefere Moränen etwas oberhalb der 756 *m* hohen Judenbergalm.

Mit diesen Eishöhen steht der prächtige Gletscherschliff an der neuen Gaisbergstraße bei der Gersbergalm (vgl. Taf. 12*b*) in Seehöhe 710 *m* in Einklang. Am Rauchenbichl, der die glaziale Ripfung der westlich fallenden Gosaukonglomerate zur Schau trägt, war die Richtung der Eisbewegung S—N. Nahe dem Sporn des Kapaunberges tritt eine Richtungsänderung am rechten Eissaum ein, wie die Gletscherschliffe beim Würzgute (Gersbergalm) (SW—NO) dartun. Das Eis überschritt den rundgehöckerten Kuhberg, und ein rechtsseitiger Lappen trat in die NNO, zwischen Gaisberg, Nockstein und Heuberg verlaufende Furche des Altenbaches, um bei Koppl und Plainfeld zu endigen (10, 24), während der N des Heuberges nach O abzweigende Ast des Salzachgletschers bei Kraiwiesen, nahe den Endmoränen des eiszeitlichen Traungletschers, sein Ende fand.

Nach dem Hochstande des W-Gletschers schwand dieser in der Spätglazialzeit, das Eis sank ein. Eine Reihe von treppenartig untereinandergestellten Ufermoränenterrassen am Gaisbergfager (unter 800 *m*, um 650 *m* Hiesen) sind zu beobachten.

II. Salzburg und die interglazialen Nagelfluhen am Mönchsberg und Rainberg.

Topographische Karten: siehe Abschnitt Gaisberg, ferner: E. Hettwer, Stadtplan von Salzburg und Maxglan. 1: 8000.

Das Becken von Salzburg stellt eine von Einzelhügeln überragte Anschwemmungsebene der Salzach und Saalach dar, die in der heutigen Form erst das Werk nacheiszeitlicher Aufschüttung ist. Während der letzten Eiszeit lag ja das ganze Salzburger Becken noch unter dem Eis des ausschürfenden Salzachgletschers, dessen Endmoränen weit draußen im Alpenvorland zwischen Radegund und Burghausen liegen (frühere Exkursion, S. 130). Die Anschwemmungsebene besteht aber nicht allenthalben gleich aus Schottern, vielmehr bilden das Hangende der Schotter häufig Torflager (7, 21, 22). Sie entstanden in Becken, welche durch flache Schuttkegel abgedämmt waren. Das Schallmoos, das Moor um Riedenburg und besonders das große Leopoldskroner Moor bergen Torf, der stellenweise in Abbau genommen ist. Die Torfmächtigkeit schwankt beim Leopoldskroner Moor zwischen 1 und 8 *m*.

Grabungen und Bohrungen in letzterem haben unter dem Torf meist bis 3 *m* mächtige, zur Töpferwarenerzeugung geeignete Tone und darunter erst den Schotter aufgeschlossen. Bei Anfahrung der Schotter war seinerzeit Gas

angefahren worden. Es bestand vornehmlich aus Sumpfgas (47%) und fand für Beleuchtungs- und Beheizungs zwecke Verwendung. Später wurden an mehreren Stellen Gase angefahren. Die systematische Abbohrung des Mooses an 34 Punkten ergab an 26 Orten Gas. Eine Gasausströmung dauerte sogar vier Monate.

Es ist zu erwarten, daß die Mächtigkeiten der Schotter¹⁾ im Becken sehr wechselnde sind, da der Grundgebirgssockel unter den nacheiszeitlichen Schottern sein Relief durch die eiszeitliche Erosion erhalten hat, welche bekanntlich stellenweise Ausfurchungskolke schafft, während an anderen Stellen höckerförmige Aufragungen von der Erosion verschont blieben. Sehr häufig knüpfen sich — obwohl es noch andere Gesetzmäßigkeiten der glazialen Erosion gibt — die Kolke an das Ausstreichen weicherer, die Höcker an das Auftreten härterer Gesteine. Wahrscheinlich danken so der Schloßberg und Kapuzinerberg in Salzburg ihrer Gesteinhärte (Triaskalk) ihre Erhaltung, während anderseits im Gebiete westlich und südwestlich von Salzburg die Ausfurchung eine stärkere war, nicht bloß, weil hier weichere Gesteine der Kreide, wie wir noch ausführen werden, darunter zu erwarten sind, sondern auch, weil die Gegend von Maxglan und Moos im eiszeitlichen Stromstrich lag, weshalb eine vermehrte Ausfurchung eingetreten sein muß. Daher wird man auch hier mit der größten Mächtigkeit der nacheiszeitlichen Schotter zu rechnen haben.

Daß der Grundgebirgsuntergrund unter den Schottern der Salzburger Ebene unregelmäßig wellig verlaufen muß, lehren namentlich auch die verschiedene Höhe und verschiedene Größe der Einzelhügel, welche sich aus der Ebene erheben.

Der Kapuzinerberg im nordöstlichen Teil der Stadt ist die höchste aller Aufragungen des Stadtgebietes. Er besteht aus dem triadischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk (4—9), der vom Kuhberg, einem nordwestlichen Ausläufer des Gaisberges, herüberzieht. Bemerkenswerterweise herrscht am Kapuzinerberg bei einem Streichen N—S das Schichteinfallen nach W vor, während am Alpenrande sonst meist südliches oder südöstliches oder dazu entgegengesetztes, nördliches bis nordwestliches Fallen vorwaltet. Es hängt dies, wie später zu besprechende ähnliche Lagerungsverhältnisse, mit dem Auftreten von tektonischen Querstörungen im Bereich der Austrittsstelle der Salzach und Saalach aus dem Gebirge zusammen (vgl. unten S. 142).

An der Nordflanke des Kapuzinerberges südlich von der Schallmoser Hauptstraße kommen die Nierentaler Schichten der Oberkreide zum Vor-

¹⁾ Ein Bohrloch beim Kurhaus durchteufte an 100 m mächtige Schotter (26).

schein. (Sie sind das stratigraphisch Hangende der sogenannten Glaneggerschichten (7), welche wieder den zuweilen kohlenführenden Gosauschichten der Kreide auflagern.) Man sieht eine deutliche Aufschiebung des Dachsteinkalkes auf die jüngeren Nierentaler Mergel (vgl. auch oben S. 137 und [3]). Letztere treten auch an der Ostflanke des Kapuzinerberges auf. Es wird daher angenommen, daß der Dachsteinkalk des Kapuzinerberges nur eine Überschiebungsdeckscholle bildet, aufgeschoben auf einen Sockel von Kreide. Die Überschiebung des Dachsteinkalkes auf die Kreideunterlage ist eine außerordentlich flache (26).

Die anderen im Stadtbild Salzburgs (Taf. 13) so charakteristischen Einzelberge haben folgende geologische Zusammensetzung: Der Schloßberg und der östliche Nonnberg bestehen aus den gleichen Dolomiten und Kalken der Trias; beide Berge bilden offenbar eine tektonische Fortsetzung des Kapuzinerberges. (Auch an der S-Seite des Schloßberges in der Brunnhausgasse wurden bei Grabungen Nierentaler Mergel aufgeschlossen. Ob sie angelagert sind oder unter den Kalk einschließen, ist unentschieden).

An den Schloßberg schließt der Mönchsberg an (Titelbild u. Taf. 13). Er setzt sich durchaus nur aus meist festverkitteten, deutlich geschichteten, flach 15—25° in nordwestlicher Richtung fallenden Konglomeraten (Nagelfluh) zusammen, welche als alte Deltaablagerungen des großen Mindel-Riß-interglazialen Stausees im Salzburger Becken zu erklären sind (17—19).

Beachtenswert ist, daß unterhalb des Schartentores zwischen Schloßberg und Mönchsberg beim Bau des in der Nähe des Friedhofes von St. Peter durchgehenden Almstollens, zwischen der Anlagerung der interglazialen Nagelfluh und dem Triaskalk auch Gosaukreide nachgewiesen wurde (Konglomerate, Sandsteine und Mergel mit Kohlenschmitzen).

Auch der Rainberg (westlich vom südöstlichen Teil des Mönchsberges) schließt die interglaziale Nagelfluh auf.

An der Südostseite jedoch treten nach W fallende Gosauschichten (Mergelkalk und Mergel mit kohligen Zwischenlagen) mit hangenden Nierentaler Mergeln auf und man kennt auch Nierentaler Schichten vom Sattel von Buckelreut zwischen Rainberg und Mönchsberg. Jedenfalls kann gesagt werden, daß der tiefere Untergrund des Beckens S und vielleicht SW von Salzburg aus Nierentaler Schichten und Gosauablagerungen vornehmlich besteht.

Damit steht im Einklang, daß der nächste südliche Einzelhügel, der von Morzgg, an seiner Ostseite aus den Mergelkalken der sogenannten Glaneggerschichten der Oberkreide sich zusammensetzt, welche etwas älter sind als die Nierentaler Schichten. An der Westseite des Morzger Hügels dagegen treten wieder die interglazialen Konglomerate auf.

Ebenso erscheinen dann beim benachbarten Einzelhügel von Hellbrunn, wo sie ähnlich wie am Mönchsberg flach, im allgemeinen in nordwestlicher Richtung einfallen (Exkursion Salzburg—Golling, Führer II. Teil). Bei der Sägemühle zwischen Hellbrunn und der Salzach NO von Anif haben wir es wieder mit Gosaukonglomerat und Mergelkalken zu tun.

In der Richtung nunmehr gegen W ist der nächste Einzelhügel der von Schloß Glanegg, wo die „Glaneggerschichten“, die Hangendschichten der Gosauablagerungen, mit Nordfallen aufgeschlossen sind.

Südwestlich anschließend erhebt sich über der Ebene von Salzburg ein Hügelland, welches man als die Fußregion des Untersberges bezeichnen kann und dessen äußerste Ausläufer gegen N der Walsenberg (483 *m*), gegen NO der Kritzersberg (649 *m*), bzw. der Lehenberg (Kote 474 der Originalaufnahme) sind.

Der Untersberg stellt eine nach N bis NW fallende Scholle von vorwiegend Trias und Jura (7, 20) dar, worauf sich unter seiner NW-Flanke in der Fußregion immer jüngere Schichten (Kreide und Eozän) anlagern. So lagert zunächst an Trias und Jura des eigentlichen Untersberges die Gosau in einem WSW gerichteten Zug, etwa von Fürstenbrunn über den Veitelbruch; daran schließen sich gegen NW die etwas jüngeren Glaneggerschichten, bzw. Nierentaler Schichten und endlich das Alttertiär (Eozän mit Nummuliten) an. Letzteres bildet ein ziemlich zusammenhängendes Gebiet, in dessen Erosionsgräben aber das Liegende, die Nierentaler Schichten, gelegentlich aufgeschlossen ist.

Der NW vom Wartberg gelegene Walsenberg (486 *m*) ist noch im südlichen Teil aus Nummulitenschichten zusammengesetzt. Am NW-Abfall dagegen tritt der Oberkreideflysch (Sandsteine und Fukoidenmergel) hervor.

Diese Zone von Sandsteinen und Mergeln des Eozäns und der Oberkreide, die das erwähnte Hügelland am Fuß des Untersberges zusammensetzen, bricht an den O-Abfällen des Walsberges, Wartberges, bzw. am N-Abfall des Kritzersberges und seiner Ausläufer gegen die Salzburger Ebene in einem jedenfalls durch glaziale Erosion geschaffenen Steilrand ab. In der Salzburger Ebene erscheinen nur noch zwei Einzelhügel, welche wieder aus Eozän, bzw. Oberkreideflysch bestehen: so zunächst der ganz kleine Hügel mit der Kirche von Gois, aus Nummulitenschichten gebildet, offenbar die Fortsetzung der Nummulitenschichten des Walsberges und Wartberges und der ganz flache, nur 10 *m* hohe Hügel von Lieferung, NW von Salzburg, wo Fukoidenmergel und Sandsteine des Oberkreideflysches auftreten.

Da nun die erste Flyschkulisse nördlich der Kalkalpen rechts von der Salzach am Heuberg erscheint (Oberkreide), so ist offenbar eine Verbindung zwischen dem Flysch im W von Salzburg und dem Flysch des Heuberges vorhanden. Die nur scheinbare morphologische Unterbrechung der Flyschzone rechts und links der Salzach ist jedenfalls bloß auf die niederschleifende Tätigkeit des eiszeitlichen Gletschers zurückzuführen, der gerade hier, etwa in der Gegend von Maxglan und Moos im stärksten Stromstrich am meisten ausschürfte.

Das Salzachtal repräsentiert eine große Querstörung (auch S. 138): die rechts der Salzach lagernden Schichten des Gaisberges und der südlicher gruppierten Berge zeigen im allgemeinen ein Einfallen nach W, NW und SW, die jüngeren Jura- und Kreidebildungen tauchen von O bis zur Salzach unter, wogegen links von der Salzach die Untersbergscholle ein NW- bis N-Fallen aufweist. Der Untersberg ist aber an seiner O-Flanke wie abgeschnitten von einer N—S verlaufenden Störungslinie, wo die Werfener Schiefer mit Salz und Gips aufgepreßt sind. Zu dieser N—S Störungslinie tritt eine von Hallein von NW bis SO streichende. Das früher konstatierte W-Fallen im Grundgebirge am

Rainberg und Kapuzinerberg im Gegensatz zum N-Fallen bei Glanegg (also dasselbe Fallen wie bei der Untersbergscholle) deutet darauf hin, daß auch der Untergrund der Gegend des Salzburger Moores gerade im Bereiche einer Querstörungssystem liegt, das mit dem Hallein-Schellenberger zusammenhängt.

Das Salzburger Becken ist also wohl im Bereich starker Querstörungen des Grundgebirges gelegen; diese sind zwar auch für die Anlage und Entfaltung der fluviatilen und glazialen Erosion im Präquartär und Quartär bestimmend gewesen, aber es besteht jedenfalls kein miozäner Einbruchskessel, wie Fugger (4) und Hoernes (12) darlegen wollten. Penck (17—19) hat besonders eindringlich diese Auffassung widerlegt und die Gesetzmäßigkeit der glazialen Erosion im Zungenbecken von Salzburg ausführlich dargelegt.

Verschiedene glazialgeologische und morphologische Beobachtungen, welche im Stadtgebiete von Salzburg gemacht werden können, sollen nunmehr angereicht werden.

Ist der Kapuzinerberg im großen ein unter dem Eise geformter Rundhöckerberg, so weist er an seiner S- und SW-Flanke auch im einzelnen verschiedene Wannenformen und Rundbuckel mit zuweilen erhaltenen Gletscherschiffen auf.

Auch der Bürgelstein unter dem Kapuzinerberg stellt einen Rundbuckel von Obertriaskalk dar. Hingegen ist der Fürberg an der SO-Seite des Kapuzinerberges von Moränen gebildet.

Die Isoliertheit des Kapuzinerberges wird durch die Talfurche zwischen ihm und dem Gaisberggehänge bewirkt. Die Anlage dieses Tales hängt wohl mit der Entwicklung eines frühen Saumflusses der großen Vergletscherung im Salzachtale zusammen.

Im Verhältnis zum steil geböschten Schloßberg ist sein östlicher Ausläufer, der Nonnberg selbst, ein flacher Rundbuckel an der O-Flanke des Schloßberges.

Die große Uferkonkave der Salzach hat hingegen den N-Hang des Schloßberges und des Mönchsberges unterschritten. Zwischen diesem Steilrand und der seither gegen O gerückten Salzach breitet sich die Altstadt aus. Durch die ehemalige Unterschneidung kam auch die Nagelfluh des Mönchsberges ausgezeichnet zum Aufschluß (vgl. auch Titelbild).

Sie ist von Mülln bis zur „Katze“, wo die Anlagerung der Mönchsbergnagelfluh an den Kalk des Schloßberges erfolgt, gut zu beobachten. Die Steilwand der Nagelfluh neigt stellenweise zu Abbröckelungen, wo die Verkittung eine losere ist; daher werden die Wände jedes Frühjahr von den sogenannten „Bergputzern“ sorgfältig untersucht, damit die knapp darunter befindlichen hochstöckigen Wohnhäuser nicht durch Felsbrüche gefährdet werden.

Künstliche Wandbildungen durch Aussägen der Nagelfluh sind beim Neutor vorhanden, welches an der schmalsten Stelle des Mönchsberges in einem Tunnel durch die Nagelfluh die Verbindung zwischen der Altstadt an der O-Wand und der neueren Stadt an der W-Wand des Mönchsberges bewirkt.

Beim Klausentor und an mehreren anderen Stellen der östlichen Mönchsbergwand nimmt man in der im allgemeinen NW fallenden Nagelfluh einen fast gesetzmäßigen Wechsel in der Verteilung der

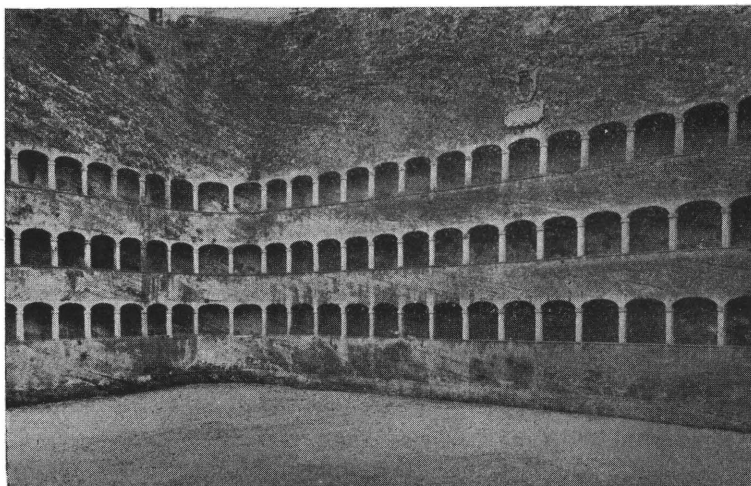


Fig. 17. Delta-Nagelfluh des Mönchsberges in der Felsenreitschule (diese derzeit verwendet zur Fauststadt der Salzburger Festspiele).

groben und feinen Schotterlagen wahr, so daß man an Jahresschichten (Varven) denken möchte (10). Auch am Ausgang aus dem Neutor an der W-Seite des Mönchsberges, sieht man sowohl rechts wie links vom Tor in ziemlich gleichen Abständen wechselnde, varvenähnliche Verteilung der groben und feinen Lagen der Nagelfluh (10).

Die Nagelfluh selbst ist von Crammer (2), Fugger (7), Penck (17—19) u. a. eingehend beschrieben worden. Unter den Geschieben überwiegen natürlich die Kalkgeschiebe, doch sind auch Quarz- und Kristallingeschiebe häufig. Es handelt sich um alte Salzachdelta-schotter. Die Deltaschichtung ist überall sehr deutlich entwickelt, die Schichten fallen NW bis W unter 15—25° ein.

Welche große technische Verwendung die Nagelfluh hat, lehrt uns ein Spaziergang in der Stadt Salzburg selbst. Fundamentsteine, Mühlsteine,

Uferschutzquadern sind ebenso häufig davon zu sehen wie die vielfache Verwendung für die Monumentalbauten des Barocks von Salzburg.

In der Delta-Nagelfluhwand der alten Reitschule sind Galerien ausgemeißelt (Fig. 17). Die Salzburger Festspiele haben diese Romantik jüngst für die „Fauststadt“ ausgewählt.

Die Wandformen der W-Seite des Mönchsberges sind infolge des Umstandes, daß zwischen Mönchsberg und Rainberg ein flacher Sattel (Buckelreut) besteht und die Verbindung nach S also nicht offen ist, nicht auf eine fluviatile Unterschneidung zurückführbar. Es liegt hier mit dem nach NW vorspringenden Rainberg eine Art Kessel vor, der am ehesten als großer, unter dem Eise geschaffener Kolk erklärbar wäre. Man könnte sogar an ein Riesensöll denken, dessen Erweiterung dadurch möglich war, daß der Sockel der Nagelfluh aus weicheren Kreidesteinen besteht (vgl. auch 3).

Die Oberfläche des Mönchsberges trägt aber die subglaziale Einwirkung deutlich zur Schau. Das Gelände der Nagelfluh weist Rundhöcker, Wannen und wannenförmige Talungen auf; bei letzteren ist wohl auch subglaziale Wasserwirkung heranzuziehen. Wir sehen solche Talungsformen nahe den besuchenswertesten Aussichtspunkten unweit des Mönchsbergaufzuges über dem Neutor und nahe der Eduard-Richter-Höhe. Diese mit dem Denkmal des bekannten Geographen und Alpenforschers gezierte Höhe bietet wohl den schönsten Blick nach S in die beiden um Salzburg zusammenkommenden Täler der Salzach und Saalach (Taf. 13).

Der Rainberg bildet geologisch und morphologisch ein kleines Seitenstück zum Mönchsberg. Auch er besteht aus der interglazialen, zirka W-fallenden Deltanagelfluh, nur ist der Sockel an seiner S- und SO-Seite von Kreide gebildet (vgl. oben S. 141).

Die Nagelfluh ist im großen Steinbruch des Baron Schwarz an der S-Seite des Berges ausgezeichnet aufgeschlossen. Mitten zieht eine Lage sehr groben, aber auch lockeren Gerölles durch; es handelt sich wohl im Vergleich zum sonstigen mittleren Korn der Geschiebe um eine torrentielle Einschüttung der Salzach während eines besonderen Elementarereignisses. Sonst ist auch hier ein in regelmäßigen Abständen erfolgender varvenähnlicher Wechsel der Geschiebe-Größen wahrzunehmen (10).

Nahe dem Kontakt mit dem Kreidesockel, mehr im SO-Abschnitt des Steinbruches, beobachtete ich eine geschichtete Moränennagelfluh mit gekritzten Geschieben (Spätglazial von Mindel) (10). Dem Rückzug des Eises folgte also bald der See, der durch die Deltanagelfluh randlich zugeschüttet wurde. Es ist leicht begreiflich, daß die Salzach, welche die daraufhängende Rainberg-Mönchsberg-Nagelfluh aufschüttete, im Spätglazial von Mindel oder am Beginn

des M-R-Interglazials noch unter dem besonders hervortretenden Einfluß der jahreszeitlich verschiedenen Abschmelzung der Gletscher im obersten Einzugsgebiet stand (Varven).

Am Rainberg, u. zw. im O, konnten bekanntlich Penck (18) und Crammer (2) zu Anfang des Jahrhunderts die Unterteufung der Nagelfluh durch eine liegende Moräne mit gekritzten Geschieben konstatieren. Die Liegendmoräne, die sich auch durch rutschiges Gelände über der Kreide verriet, ist schon längst nicht mehr zu beobachten, immerhin kann unsere obige Feststellung einer Moränennagelfluh mehr in der SO-Lage des Steinbruches zwischen Nagelfluh und dem Kreidesockel eine neuerliche Bestätigung der Ansicht Penck's und Crammer's liefern. Übrigens konnte ich 1931 auch auf der N-Seite des Rainberges eine tonige, als Quellhorizont sich markierende Liegendmoräne beobachten.

Von anderen Momenten abgesehen, ist diese Unterlagerung der Nagelfluh durch eine Moräne der schlagendste Beweis gegen die Auffassung Fugger's eines neogenen Alters der Nagelfluh (4, 5 und 7).

Schon nach der Art der starken Verfestigung und zufolge Vergleichung mit den Nagelfluhen der R-W-Interglazialzeit (vgl. Quartärführer: II. Teil, S. 6) stellen wir in Übereinstimmung mit Penck (17) heute die Mönchsberg- und Rainbergnagelfluhen in das lange M-R-Interglazial. Ein Rückstau des interglazialen Sees [Seehöhe nach der Höhe des Mönchsberges (506 m), bzw. des Hellbrunner Hügels (523 m)], in der Höhe von 530 bis 540 m, war durch die hohe Mindelmoräne im Innkreis veranlaßt (vgl. Quartärführer, II. Teil, S. 6). Die Deltabildung schritt aber, nach den varvenähnlichen Schuttfolgen am Mönchsberg und Rainberg im Stadtgebiete zu schließen, ziemlich rasch vonstatten; zur Bildung der Deltaaufschüttung brauchen wir also keine zu langen Zeiträume.

Die Nagelfluhen von Salzburg sind aber trotzdem nur kleine Reste einer einstmaligen, ausgedehnten Talzuschüttung: von Morzg und Hellbrunn abgesehen (Quartärführer, II. Teil, S. 2), sind folgende Deltanagelfluhen dieser Zeit zugehörig:

die Heubergnagelfluh im NO der Stadt (10), Oberkante 530 m Seehöhe (vgl. auch S. 118);

die Reichenhaller (Gruttenstein-) Nagelfluh, zirka 500 m Seehöhe, offenbar auch noch mit der Mönchsbergnagelfluh gleichaltrig, die große Ausdehnung des interglazialen Salzach- und Saalachsees dar tuend.

Älter ist die Glasenbach-Nagelfluh, die Aufschüttung eines Seitentales zur Zeit des noch höheren Erosionsniveaus im Salzburger Becken (zirka 600 m) [vgl. Quartärführer, II. Teil, S. 6 (Nr. 10 und 27)] und wahrscheinlich auch die Holzecknagelfluh im Glanbachgebiet, SW der Stadt (10), in Seehöhe bis 640, eine fluviale nach N abfallende Ablagerung. Hingegen ist entschieden

jünger als die Mönchsbergnagelfluh die horizontal geschichtete, viel tiefer gelegene und eine geringere Verfestigung aufweisende Walsberg-Nagelfluh (R-W-Interglazial).

Von diesen Verschüttungen während des M-R-Interglazials sind heute nur mehr die genannten Überreste vorhanden; wir haben es mit Resthügeln zu tun. Die nachfolgende R- und W-Vergletscherung hat Erhebliches bei der Ausschürfung und Abtragung geleistet; daher das häufige Vorkommen von Blöcken der Salzburger Nagelfluh in den R- und W-Moränen des Innkreises.

In Salzburg selbst läßt sich diesbezüglich allerdings nur der Anteil der Würmvergletscherung direkt erweisen, indem, von den schon genannten Rundhöckern und Wannenformen am Mönchsberg und am Hellbrunner Hügel (II. Teil, S. 2) abgesehen, die feste Nagelfluh des Rainberges von einem deutlichen Gletscherschliff auf eine Länge von 8 m abgeschnitten war; dieser wurde von Fugger beschrieben. Seither ist der Gletscherschliff den Steinbrucharbeiten zum Opfer gefallen. Über dem Gletscherschliff wurde eine neolithische Kulturschichte aufgefunden.

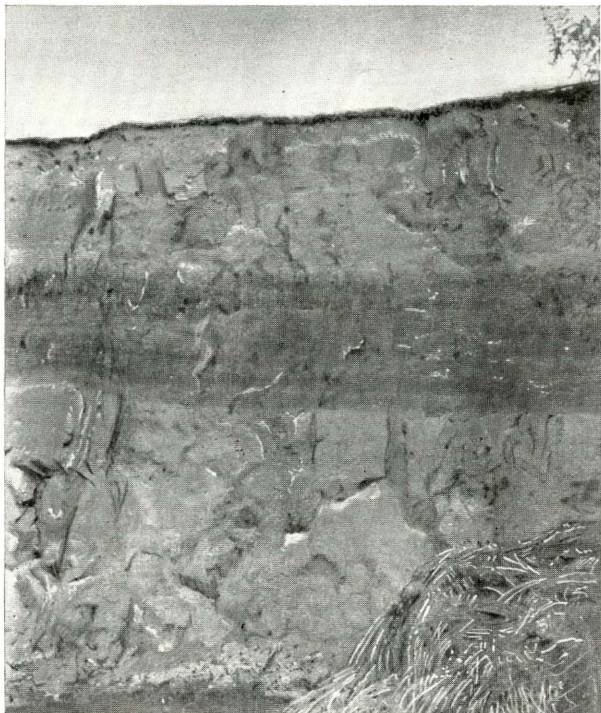
Außer den Zeugen einer Seedeltabildung des M-R-Interglazials haben wir aber auch dafür Anzeichen, daß im Spät- (oder Post-)glazial in Salzburger Becken ein See bestand. Auf der Exkursion ins Innviertel wurden die Seetone des Oichtenbeckens bei Näßdorf (10) kennengelernt. Ein Seedelta mit NNO fallender Deltaschichtung treffen wir W von Schloß Glanegg in Seehöhe 450 m (10).

Für die entgegenkommende Überlassung der Druckstöcke von Tafel 12a und von Tafel 13 spricht der Verfasser Herrn Hofrat Hofmann-Montanus, Landes-Verkehrsamtsdirektor von Salzburg, den verbindlichsten Dank aus.

Schrifttum:

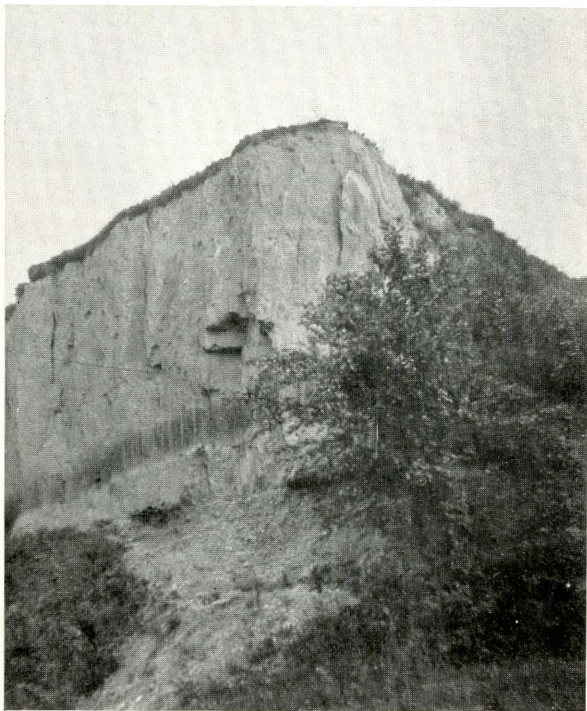
1. E. Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Penck's Geogr. Abh. I/1, 1886.
2. H. Crammer, Das Alter, die Entstehung und Zerstörung der Salzburger Nagelfluh. Neues JB. f. Min. 1903, Beilagebd. 16.
3. H. Crammer und E. Stummer, Überschiebungen und Formenwelt bei Salzburg. Penck-Festbd., Bibl. Geogr. Handb., Stuttgart 1918.
4. E. Fugger, Salzburg und Umgebung. Führer f. d. Intern. Geol. Kongreß Wien 1903.
5. E. Fugger, Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Salzburg. 1903.
6. E. Fugger, Die Gaisberggruppe. Jb. Geol. R. Anst., 1906.
7. E. Fugger, Die Salzburger Ebene und der Untersberg. Jb. Geol. R. A., 1907.
8. E. Fugger, Das Salzburger Vorland. Jb. Geol. R. Anst., 1909.
9. E. Fugger und Kastner, Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. 1885.
10. G. Götzing, Aufnahmsberichte über Blatt Salzburg. Verh. Geol. B. Anst., 1930, 1931, 1936.

11. F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, 1913.
12. R. Hoernes, Der Einbruch von Salzburg und die Ausdehnung des interglazialen Salzburger Sees. Sitzber. Akad. d. Wiss., 117, 1908.
13. N. Krebs, Die Ostalpen und das heutige Österreich. Bibl. geogr. Handbücher, 1928.
14. F. Machatschek, Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Alpen. Ostalpine Formenstudien, I/4, 1922.
15. W. del-Negro, Zur Bestimmung des juvavischen Einschubes. Geol. Rundschau, 1930.
16. W. del-Negro, Über die Bauformel der Salzburger Kalkalpen. Verh. Geol. B. Anst. 1932.
- 16b. W. del-Negro, Beobachtungen in der Flyschzone und am Kalkalpenrand zwischen Kampenwand und Traunsee. Verh. Geol. B. A. 1933.
17. A. Penck, Die interglazialen Seen von Salzburg. Z. f. Gletscherkde, 4, 1910.
18. A. Penck und E. Richter, Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich. Führer f. d. Intern. Geologenkongreß, Wien, 1903.
19. A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, 1909.
20. M. Schlager, Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. Verh. Geol. B. A., 1930.
21. H. Schreiber, Vergletscherung und Moorbildung in Salzburg, Staab, 1912.
22. H. Schreiber, Die Moore Salzburgs, Staab, 1913.
23. E. Seefeldner, Zur Morphologie der Salzburger Alpen. Geogr. Jahresbericht aus Österreich, 13, 1926.
24. E. Seefeldner, Geographischer Führer durch Salzburg, Alpen und Vorland. Sammlg. geogr. Führer, 3, 1929.
25. E. Spengler, Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Sammlg. geol. Führer, 26, 1924.
26. E. Stummer, Salzburg, eine Alpenstadt am Rande des Gebirges. Festgabe der 57. Versammlung Deutscher Philologen und Schulmänner in Salzburg, 25.—29. September 1929.
27. E. Stummer, Die interglazialen Seen von Salzburg. Verh. Geol. B. A., 1936.
28. H. Wehrli, Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jb. d. Geol. B. A., 1928.



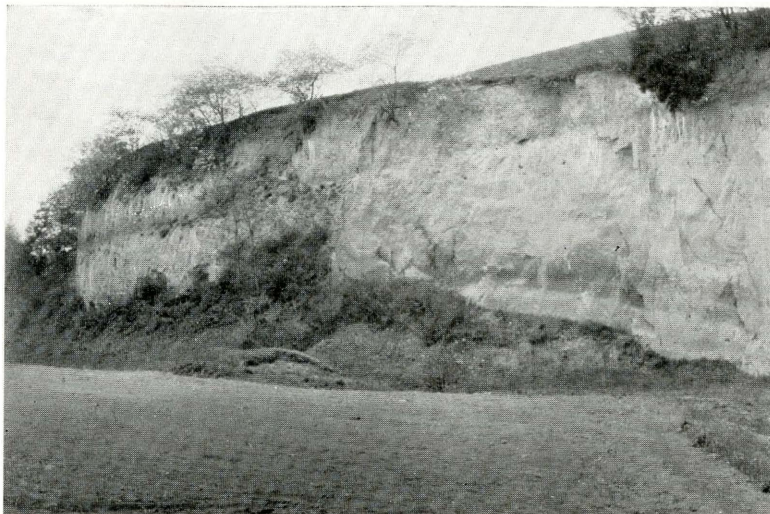
Phot. G. Götzinger.

a) Die Wielandsthaler Verlehmungszone zwischen zwei Lössen, Wielandsthal bei Herzogenburg.



Phot. G. Götzinger.

b) Göttweiger Verlehmungszone zwischen Lössen, Hohlweg westlich Furth.

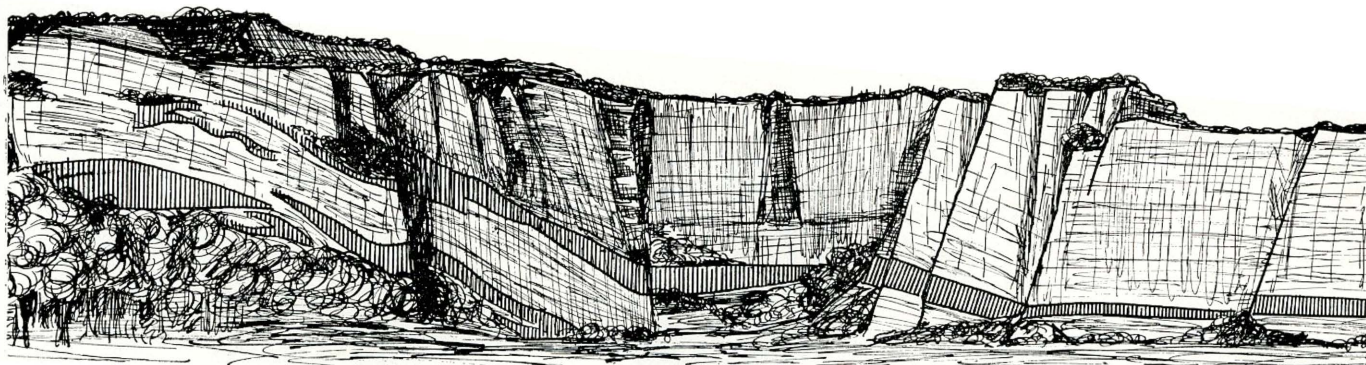


Phot. G. Götzing.

a) Zwei Leimenzonen im Löß bei Paudorf nahe Göttweig; die untere entspricht der „Göttweiger Verlehmungszone“, die obere wird als „Paudorfer Leimzone“ bezeichnet.

West

Ost



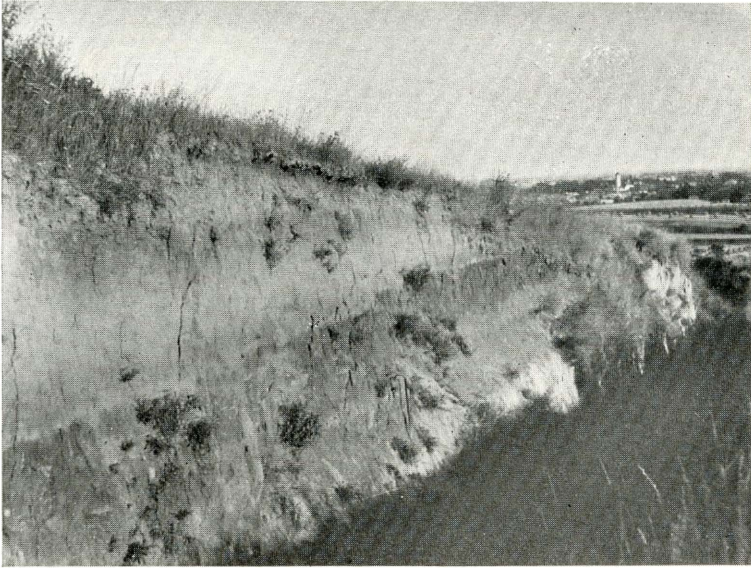
Lotte Adametz 1936

b) Aufschluß in der aufgelassenen Ziegelei nördlich vom Hundssteig in Krems a. d. Donau. Zeichnung von Lotte Adametz. Gliederung nach J. Bayer.

links unten: Löß „I“ mit Resten seiner verlehmtten Oberfläche
darüber: Löß „II“ mit von O nach W ansteigender Oberfläche

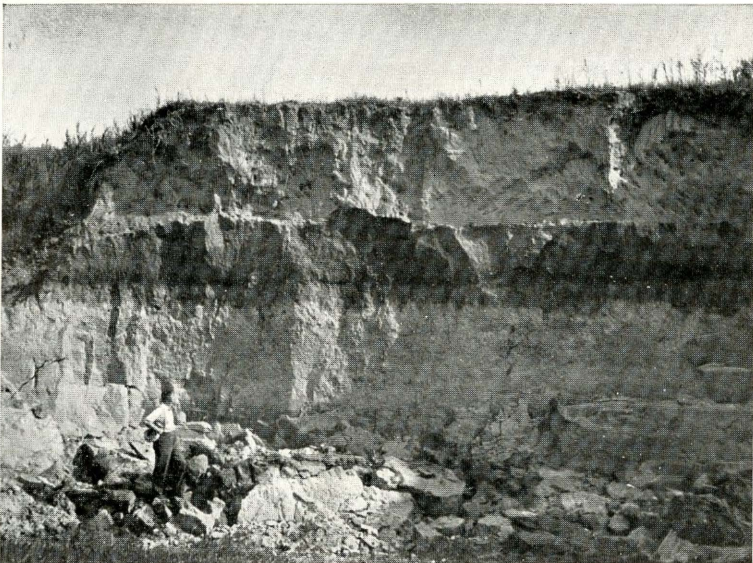
eng schraffiert: Verlehmungszone
zu oberst (im Osten mächtiger): Löß „III“

Tafel 3.



Phot. G. Götzinger.

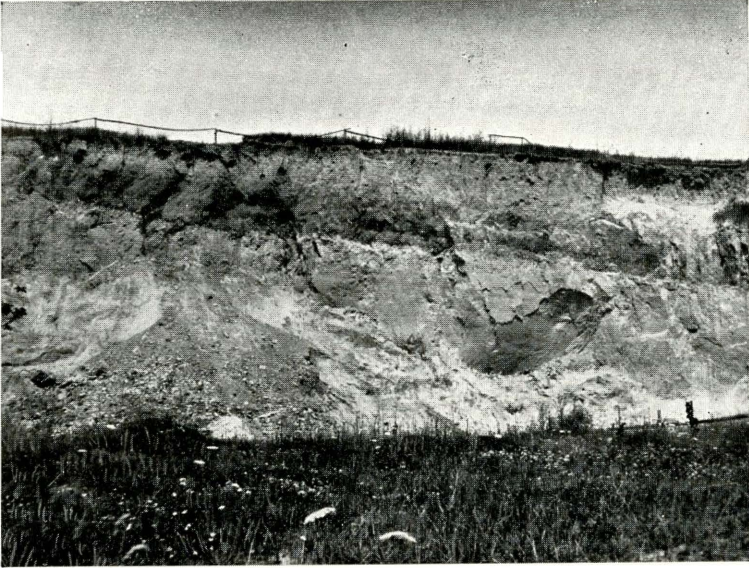
a) 2 Humuszonen und 1 Leimenzone im Löß zwischen Schleimbach und Ulrichskirchen.



Phot. G. Götzinger.

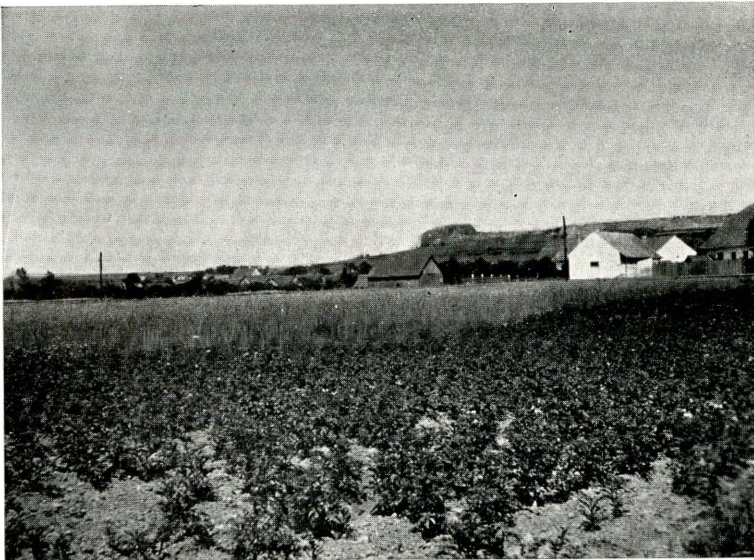
b) Humuszone auf Leimenzone im Löß zwischen Breitenwaida und Kleedorf.

Tafel 4.



Phot. G. Göttinger.

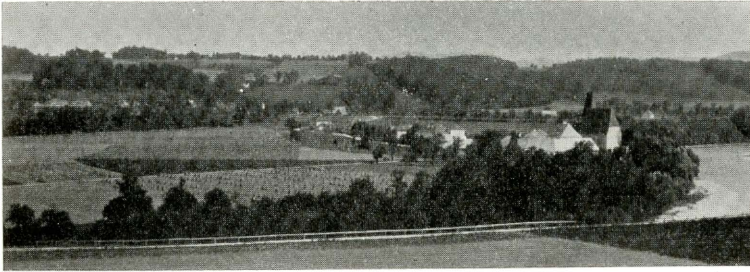
a) Nieder-Fellabrunn bei Hollabrunn. Humuszone auf Leimen im Löß.



Phot. G. Göttinger.

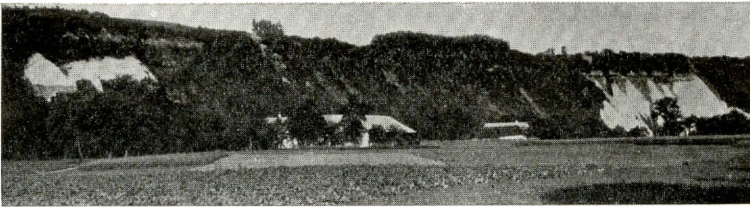
b) Tumulus Gaisruck und Wagram-Abfall N Tulln.

Tafel 5.



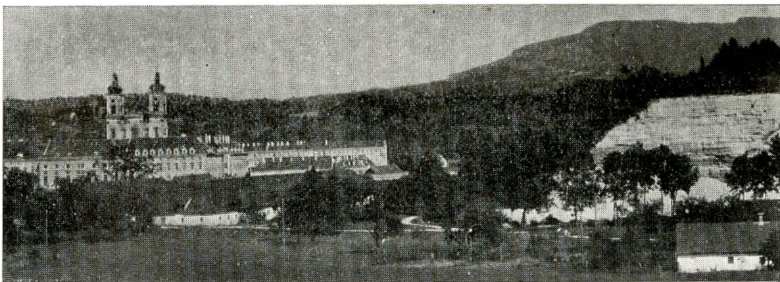
Phot. G. Götzinger.

- a) Terrassen am rechten Ufer der Enns bei Haidershofen; Kirche auf NT, darüber links HT, Hintergrund: ä. D. Sch.-Platte.



Phot. G. Götzinger.

- b) Ennstal mit Luderleiten (Schlier, oben ä. Deckenschotter von WNW (Unter Winkling).



Phot. G. Götzinger.

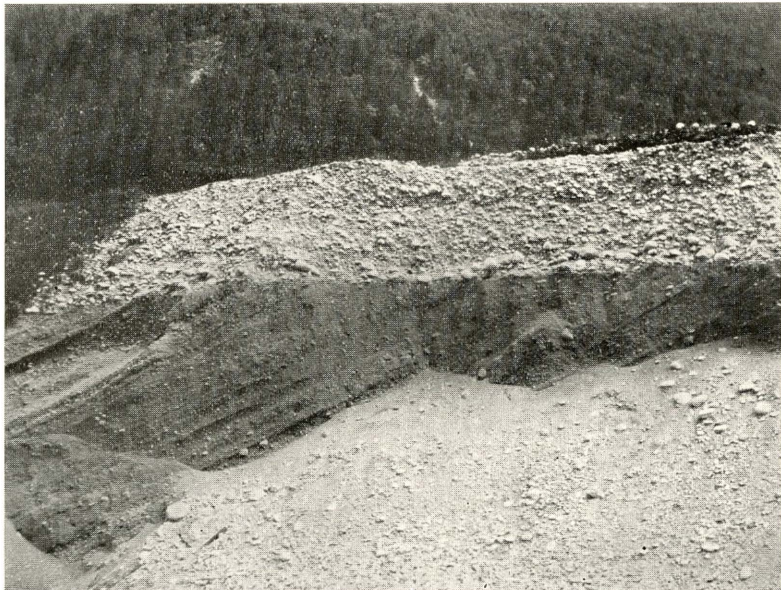
- c) Terrassen bei Garsten: Kirche NT, rechts HT Schotteraufschluß, im Hintergrund D. Sch. (Kirche St. Ulrich), rechts Flysch des Dammberges (771 m).

Tafel 6.



Phot. G. Göttinger.

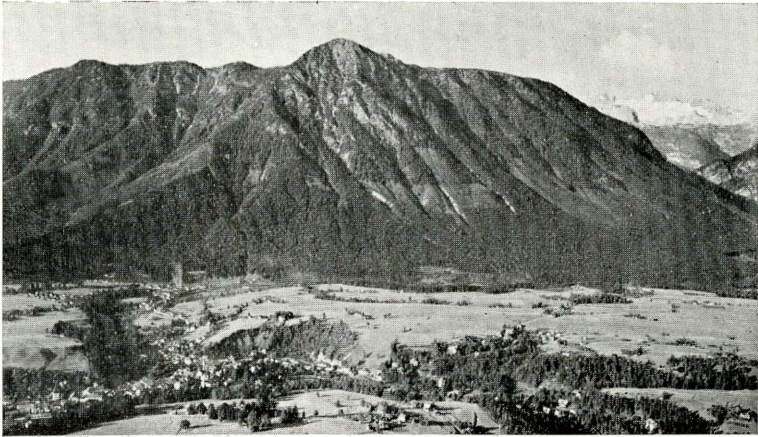
a) Würmeiszeitliches Gletscher-Hängetal mit beiderseitiger Schriffkehle. Lahngang an der linken Traunseite unterhalb Langwies.



Phot. G. Göttinger.

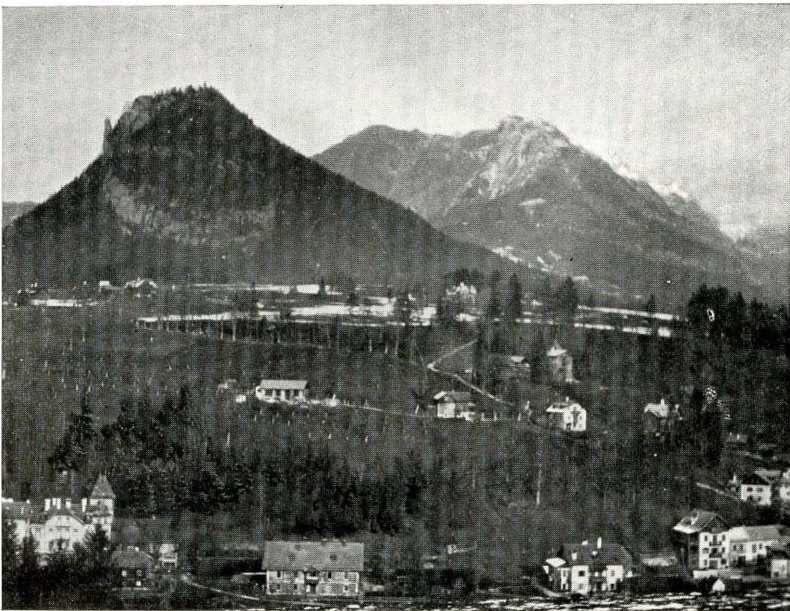
b) Delta-Sand und -Kies des postglazialen Trauntalsees bei Mitterweißenbach.

Tafel 7.



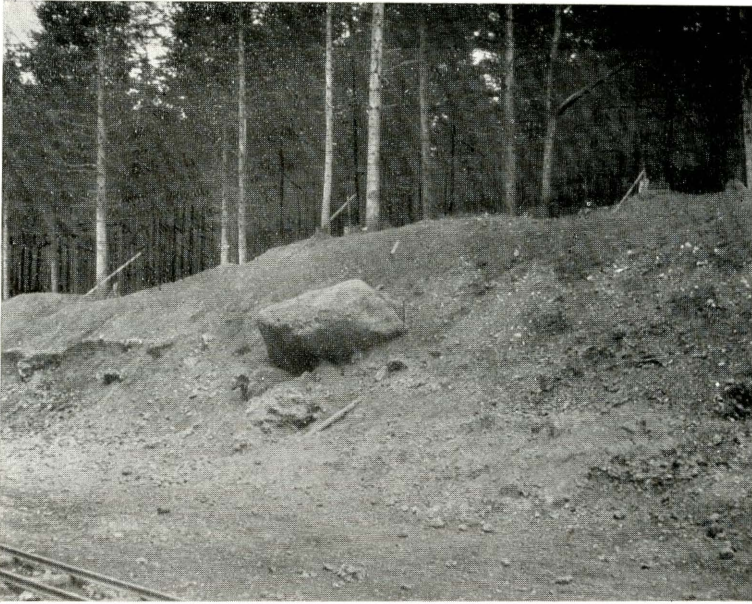
(Käul. Photographie.)

a) Übersicht über das Ausseer Mittelgebirge vom Tressenstein und Blick auf den Zinken und Dachstein.



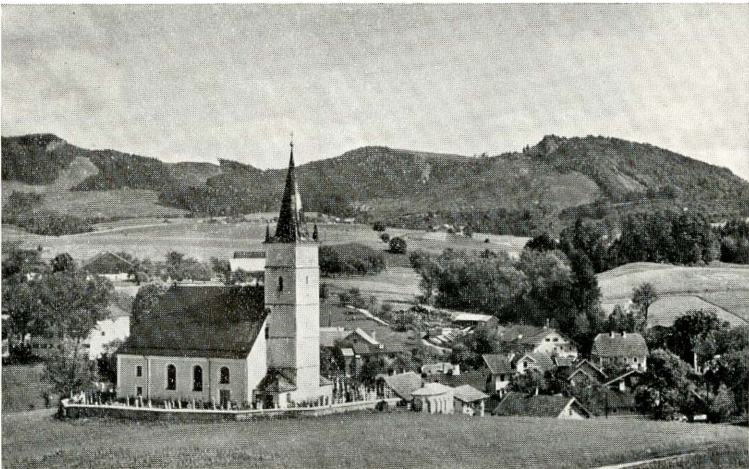
Phot. G. Götzinger.

b) Ausseer Mittelgebirge (Obertressen) mit Tressenstein und Trisselwand vom Plateaurand von Reitern.



Phot. G. Götzinger.

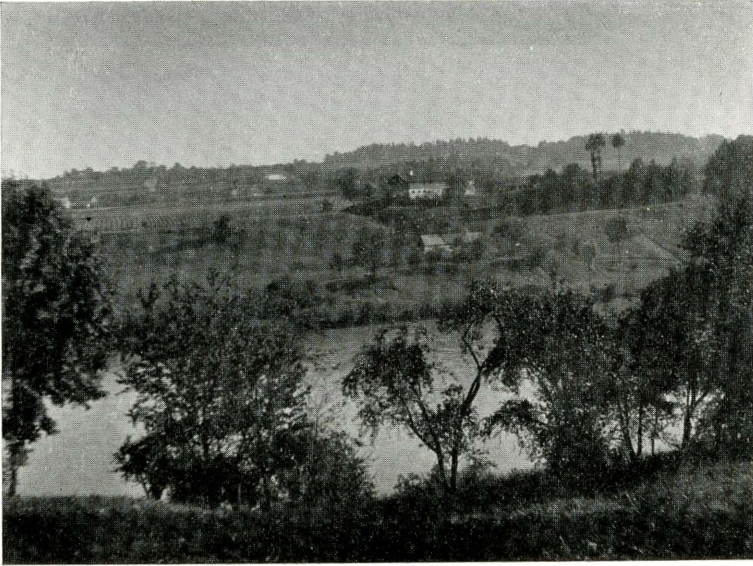
a) Mindel-Moränennagelfluh mit erratischem Kalkblock (Naturdenkmal) im Straßeneinschnitt bei Mösendorf (östlich Frankenmarkt), O. Ö.



(Käuf. Photographie.)

b) Würm-Ufermoränenzüge östlich Henndorf, am Abfall der Hohen Plaicke.

Tafel 9.



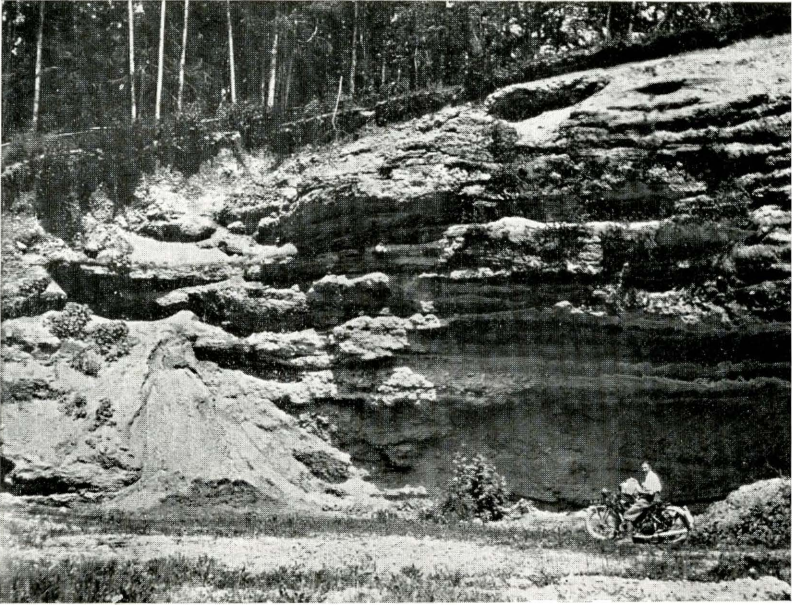
Phot. G. Götzinger.

- a) Zahlreiche postglaziale Terrassen, eingeschnitten in die Niederterrassenfläche, (in der Tiefe ins Neogen) bei Wanghausen an der Salzach.



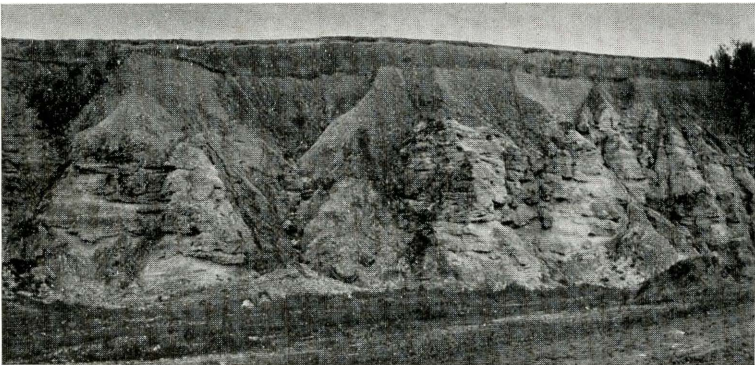
Phot. G. Götzinger.

- b) Niederterrassenschotter auf Neogen (Tone mit Quellhorizont und Quarzkiese).
Rechtes Salzachufer unterhalb Ach, gegenüber von Burghausen.



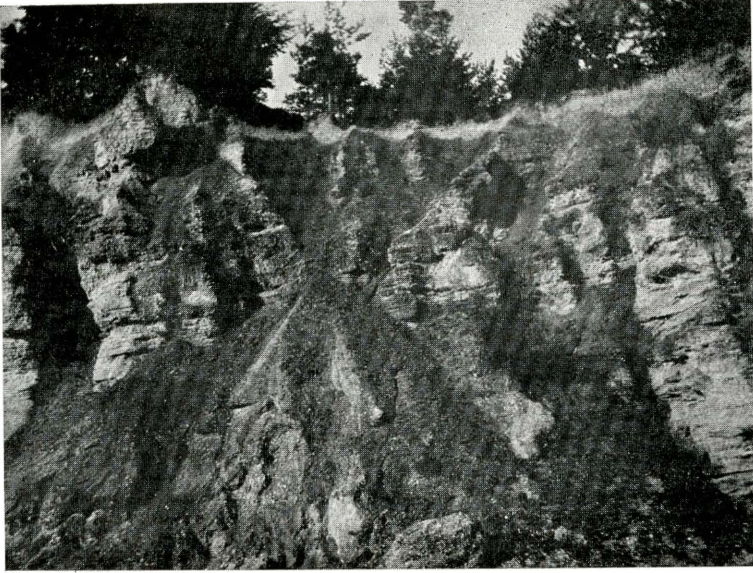
Phot. G. Götzing.

a) Geschichtete Riß-Moränen nahe dem Übergang in Hochterrassenschotter, unterhalb von St. Georgen im Innkreis.



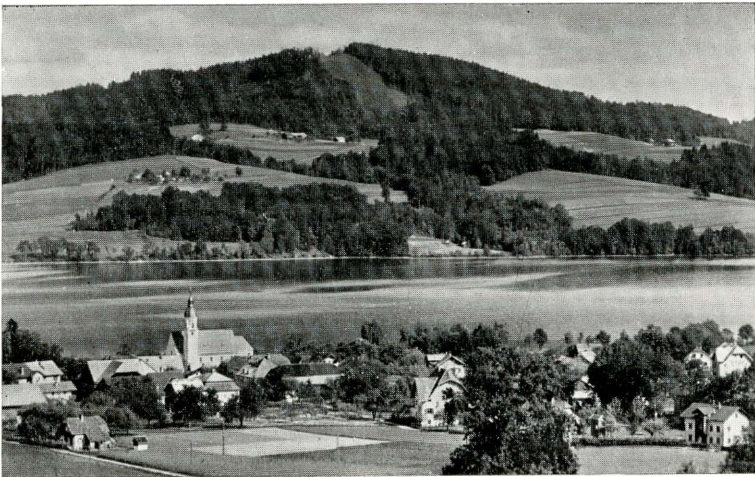
Phot. G. Götzing

b) Tiefgründig verwitterte Deckenschotter bei Mauerkirchen, O. Ö.



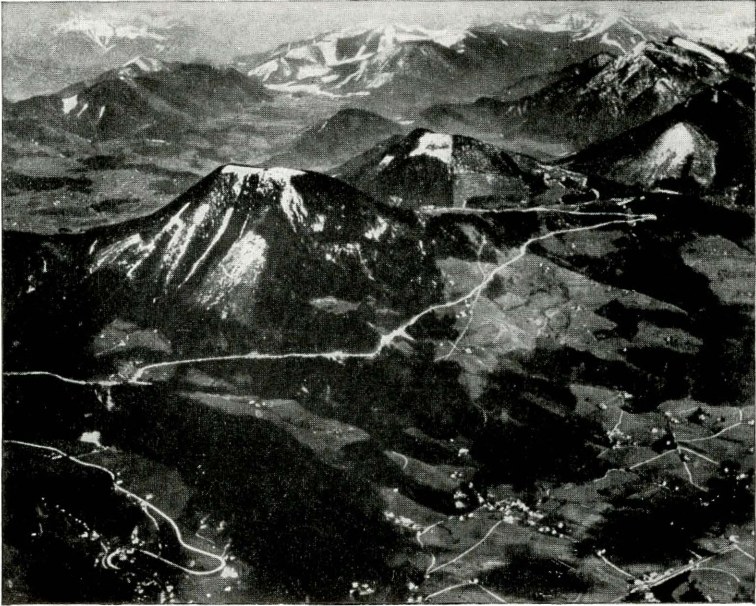
Phot. G. Götzinger.

a) Verwitterung im Deckenschotter von Uttendorf (geol. Orgeln).



Phot. G. Götzinger.

b) Ufermoränenzüge am Mattseer Buchberg, von Seeham aus.



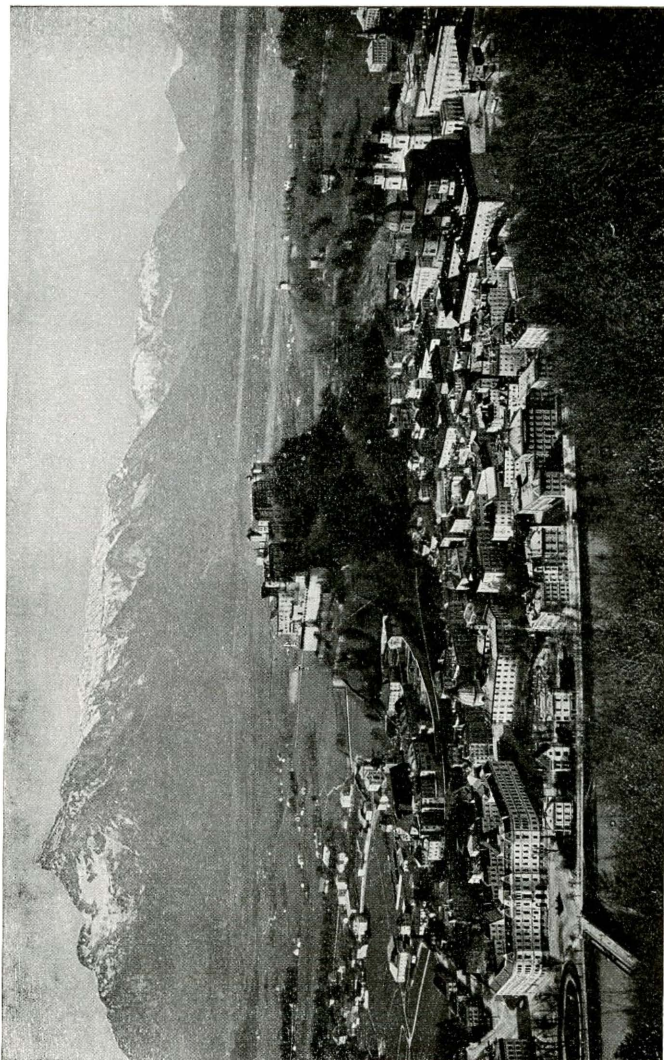
a) Luftbild der Gaisbergstraße von Gnigl bis zur Spitze, mit Blick gegen die Kalkalpen im SO.



b) Gletscherschliff an der Gaisbergstraße beim Würzgut.

Phot. G. Götzinger.

Tafel 13.



Salzburg, Schloß- und Mönchsberg mit Untersberg und dem Saalachtal von Reichenhall (vom Kapuzinerberg aus).