

Glazialmorphologische und -geologische Beobachtungen aus dem nördlichen Salzkammergut.

Von Dr. Konrad Wiche.

Mit 3 Bildertafeln.

Die jung- und nacheiszeitliche Geschichte des unteren alpinen Trauntales und seiner Nebentäler, auf welches sich die vorliegenden Darlegungen sachlich und gebietsmäßig im wesentlichen beschränken, hat seit den bahnbrechenden Untersuchungen durch A. Penck (A. E., I.)* nur durch die glazialgeologischen Beobachtungen von Götzing, veröffentlicht in den Jahren 1936,³⁾ 1937^{4, 5)} und 1941⁶⁾ eine eingehende Beachtung gefunden. Vor diesem hatten lediglich Pia⁸⁾ und Geyer⁹⁾ im Rahmen geologischer Arbeiten über die Kalk- und Flyschzone des nördlichen Salzkammergutes noch kurze Hinweise auf die diluvialen Lockermassen des Trauntalgebietes gegeben. Die Gesamtergebnisse wurden von letzterem zusammen mit Abel und unter Benützung von Teilkartierungen älterer Autoren in der geologischen Karte 1:75.000, Blatt Gmunden—Schafberg, niedergelegt. Troll,¹¹⁾ der mit den Teilnehmern an der INQUA-Tagung 1936 u. a. auch verschiedene Örtlichkeiten des alpinen Trauntales besuchte, konnte bereits zu einigen inzwischen aufgerollten Fragen kritisch Stellung nehmen. Unsere eigenen Beobachtungen gehen auf Begehungen im Jahre 1937 zurück, welche erst 1946 fortgesetzt werden konnten.**)

Im Becken von Ischl teilte sich, wie schon A. Penck²⁾ (I, S. 205) ausführte, der eiszeitliche Salzkammergutgletscher in einen mächtigen Eisstrom, der sich, entgegen der heutigen Entwässerungsrichtung, in der breiten Senke der Ischl gegen W bewegte und durch die selektiv ausgestalteten Talungen des Krotten- und Schwarzensees***) nach N überfloß, während ein viel schmalerer Arm durch das enge Trauntal in nordöstlicher Richtung dem Alpenrande zustrebte. Von diesem zweigte unweit der Einmündung

*) Hier auch Angaben über die ältere Literatur (S. 219).

***) Vorliegende Ausführungen umfassen einen Teil einer unveröffentlichten Dissertation über das Höllengebirge und seiner näheren Umgebung, über deren restlichen Inhalt zu einem späteren Zeitpunkt berichtet werden soll.

****) Namen und Höhenangaben wurden den Aufnahmeblättern 1:25000 der Österr. Karte 1:50000, Blatt 66 (Gmunden), 96 (Bad Ischl) und 65 (Attersee) entnommen.

des Rettenbachtals, in das sich über relativ flache Hänge die nach S bewegten Eismassen des Toten Gebirges ergossen, neuerdings ein Ast durch die Weißenbachtäler zum Attersee ab.

Trauntalabwärts erhielt dieser schwache Eisstrom durch die Lokalgletscher des Toten Gebirges und Höllengebirges im allgemeinen keinen erheblicheren Zuwachs mehr. So bargen von den mehr oder weniger typisch entwickelten Wildbachtrichtern, welche den Dolomithang der Hohen Schrott in den Stock des westlichen Toten Gebirges zurückgetrieben haben, sicherlich nur die nördlichen, karoidähnlichen während aller Abschnitte der einzelnen Eiszeiten eine unbedeutende Eigenvergletscherung.

Ein selbständiger kleiner Eiskörper dürfte, wenn auch nur zeitweilig, den einem Kessel ähnlichen oberen Abschluß des Kesselbaches erfüllt haben. Dieser nimmt seinen Ursprung in einem großartigen Wildbachtrichter, dessen Spitze bei zirka 750 m liegt und welcher mit außerordentlich abschüssigen, von Schichtterrassen im Hauptdolomit und Plattenkalk gegliederten Wänden zwischen dem Gipfel der Hohen Schrott (1839 m) und dem Rosenkogel (1605 m) eingerissen ist. Um den Konvergenzpunkt weist der Erosionstrichter im einzelnen Formen auf, die man häufig in Karen wiederfindet. Über einen deutlich ausgeprägten, engräumigen Boden erhebt sich nahezu senkrecht ein im allgemeinen glatter Wandgürtel, über den an einem Knick eine etwas weniger steile Wandfläche ansetzt. In den Sommermonaten stürzen in vielen kleinen Kaskaden dünne Wasserfäden über die schmalen Schichtleisten der hier 30° bis 35° nach S fallenden Gesteinsbänke. Im Frühjahr gehen täglich ungezählte Lawinen in den tiefeingesenkten Kessel nieder, wo der Schnee unter dem Schutze der nordexponierten, jede Sonnenbestrahlung ausschließenden Wänden bis in den Juli liegen bleibt. Zweifelloso entwickelte sich im Eiszeitalter vor dem Eintreffen des Ferneises, infolge der besonderen orographischen Verhältnisse, trotz der geringen Meereshöhe, ein kleiner Gletscher, der allerdings während der Hocheiszeit vom Trauntaleis völlig begraben wurde, um erst wieder nach dessen Schwinden zu eigenem Leben zu erwachen. Er dürfte entfernt jenen Gletschern geglichen haben, die z. B. Klebelsberg¹³⁾ (S. 193) aus Turkestan an Hand weit größerer Beispiele der Gegenwart beschrieben hat und welche, wie Maull¹⁹⁾ (S. 294) kurz zusammenfaßt, als schlauchartige Eisströme am Fuße einer Wand, häufig noch unter der klimatischen Schneegrenze, ohne eigentliches Nährgebiet plötzlich enden und nur durch Lawinen gespeist werden. Die Versteilung der unteren Wandflucht und damit die kesselartige Erweiterung des innersten Teiles des Erosionstrichters ist nur aus dem Wirken in diesem Falle früh- oder spätglazialer Vorgänge, bei nur schwacher Eisbefüllung der Hohlform verständlich¹⁵⁾ (S. 71). Da auf so engem Raum die ausschürfende Tätigkeit des strömenden Eises nicht zur Entwicklung kommen konnte — dies war erst etwas weiter talaus möglich —, fällt die Ausbildung der unteren Steilwand der Verwitterung über der Schwarzweißgrenze zur Last, während ihre Glätte hauptsächlich das Werk zwischen- und nacheiszeitlicher Lawinenstürze ist.

Das dem Alpenrande nahegerückte, durchschnittlich 1700 m hohe Höllengebirge ist wegen seiner exponierten Lage den regenbringenden W- und NW-Winden im besonderem Maße ausgesetzt. Deshalb konnte es in den Epochen der diluvialen Temperaturerniedrigung zum Mittelpunkt einer bedeutenden Lokalvereisung werden, von dem die Gletscher in die von Ferneis durchzogenen benachbarten Täler herabstiegen und sich mit diesem vereinigten bzw., wie auf der N-Seite, zum Teil auch selbständig endigten. Da die Altlandschaft selbst vom Eise nur sehr wenig umgestaltet wurde, was aus dem weitgehenden Mangel von Ursprungskaren und Unterschneidungswänden hervorgeht, muß auf eine ziemlich ungegliederte Eisbedeckung geschlossen werden, ähnlich der Fjeldvergletscherung Norwegens¹⁶⁾ (S. 305). Im Inneren der Hochfläche gab es zu wenig genügend tiefe Talgefäße, welche für die Fassung diluvialer Eisströme geeignet gewesen wären. Letztere traten deshalb überall dort auf die Gebirgsabfälle über, wo sich ihnen zwischen den randlichen Kuppen die Möglichkeit hiezu bot. Das war sowohl an der Ausmündung der nur etwa 100 bis 150 m tief eingesenkten Muldentäler als auch auf Sätteln oder Plateauflächen der Fall, die erst nach Überwindung einer Gegensteigung zu erreichen waren. Die ziemlich weitgehende Unabhängigkeit der Strömungsrichtung des Eises von den orographischen Verhältnissen gilt nicht für den mittleren Teil des Plateaus, wo die Eismassen durch den Ebenseer Pfaffengraben, dessen nordöstlich geneigte Talsohle 300 bis 500 m unter den benachbarten Höhen liegt, ins Langbath- und Äußere Weißenbachtal gelenkt wurden.

Anders liegen die Dinge an den Flanken des Höllengebirges, welche insbesondere auf der E- und S-Seite durch die sogenannten Durchgangskare weitgehend umgestaltet wurden. Gemäß ihrer Entstehung als verschieden breite Durchlässe des nun in isolierte Gletscher aufgelösten Plateauaises weisen jene zu präglazialen Hohlformen keine Beziehungen auf. Wo eiszeitliche Formen mit größeren Wildbachtrichtern zusammenfallen („In der Höll“, Gimbachursprung), ist dies nur Zufall.

Trotz den Verschiedenheiten hinsichtlich der Ausmaße, Höhenlagen und Formen im einzelnen, sind gewisse Hauptzüge allen Eisdurchlässen gemeinsam. So sind auf der S-Abdachung des Höllengebirges, die nach oben und unten auskeilenden Seitenwände an der orographisch rechten Seite, wo sich in ihrem Schutze das Eis am längsten erhielt, am steilsten und höchsten entwickelt. Ihre, im großen gesehen annähernd gleichmäßig geböschten Böden fallen in den oberen Hangteilen mit den Schichtflächen der zu den Weißenbachtälern geneigten Wettersteinkalkbänke zusammen. Abgesehen von Karsthohlformen aller Art und den stark strukturbedingten Rundhöckern, sind die Böden vom Eise weitgehend geglättet worden. Alle größeren Unebenheiten sind auch auf den randlichen Plateauflächen zwischen den Schliffkehlen beseitigt worden, so daß diese, aus den benachbarten Tälern betrachtet, den Eindruck mehr oder weniger breiter Hängtäler mit nahezu horizontaler Sohle erzeugen³⁾ (I, S. 88, Taf. 6 oder Abb. 1 dieser Abhandlung). Alle diese Beobachtungen sowie die Tatsache, daß stellenweise bis zu einigen Metern dicke Schichtpakete nur durch das Eis aus

dem Gesamtverband herausgehoben worden sein können, läßt darauf schließen, daß die Formen der Durchgangskare, insbesondere ihre Böden, im wesentlichen durch direkte Angriffe der Gletscher auf den Felsuntergrund entstanden sind. Diese Arbeit konnte um so eher geleistet werden, weil die zum Abfluß gezwungenen Eismassen beim Übertritt auf die Gebirgsabfälle zwischen den peripheren Höhen eingeeengt und gestaut wurden, bei gleichzeitiger starker Steigerung des Sohlengefälles. An diesen Stellen nahm also die Eismächtigkeit und -geschwindigkeit sprunghaft zu.

Ein 400 bis 500 m breiter Eisdurchgang öffnete sich zwischen der von funktionslos gewordenen Wildbachtrichtern im W und S stark angenagten Kuppe des Großen Höllkogels (1862 m) und dem Grillkopf (1620 m). Das Einzugsgebiet dieses Gletschers umfaßte auf dem Plateau im wesentlichen die Firnfelder der Haselwaldgasse und der Höllkogelgrube (südwestlich des Kleinen Totengrabengupfes). Weiters erwuchs diesem einige 100 m tiefer aus einem kleinen, sehr niedrig umrahmten Kar an der E-Seite des Brunnkogels noch ein unbedeutender Zuwachs. Im ganzen war aber dieser Höllengebirgsgletscher zu schwächlich, um das Trauntaleis am Eindringen in das Aritzbachtal verhindern zu können. Dies wird durch Moränenablagerungen bezeugt, die am rechten Hang dieses Tales, stellenweise bis an eine niedrige Felswand heranreichend (zirka 700 m), durch die scharfen Einrisse einiger Gräben aufgeschlossen sind. Es handelt sich um geschichtetes, also umgelagertes Material, das infolge der Buntheit seiner Zusammensetzung — u. a. findet man auch Brocken von Gosaukonglomeraten — nur dem Ferneis entstammen kann. Örtlicher Entstehung mag wenigstens zum Teil der Dolomitgrus sein, der in hohem Maße an der Zusammensetzung der Aufschüttung beteiligt ist, da die Hänge der nächsten Umgebung aus Hauptdolomit aufgebaut sind.

Den im Frauenweißenbachtal vereinigten Eisströmen des Offensee- und Gimbachtales gehören die Lockermassen an, die, am Talgrunde 30 bis 40 m dick, besonders den Hang des Kesselecks bis hoch hinauf bekleiden. Im Anriß des untersten Heinitzgrabens erweisen sich diese als parallel zum Hauptbach geschichtete Grundmoränen, mit Einschaltungen von Bänder-tonen. Auch an dieser Stelle erwuchs dem Trauntaleis kein nennenswerter Zuwachs; denn wie schon A. Penck (a. a. O., S. 237) betonte, setzt die Anhäufung solch mächtigen eiszeitlichen Schuttes eine lange Abschmelzperiode des sich wahrscheinlich noch im Frauenweißenbachtal mit dem Trauntaleis vereinigenden Gletschers aus dem Toten Gebirge voraus.

Während das Rindbachtal in seiner ganzen Ausdehnung zu keiner Zeit einen eigenen Talgletscher barg, war das Langbathtal wenigstens streckenweise von den vereinigten Fernern des N-Abbruches des Höllengebirges erfüllt. Nach A. Penck (a. a. O., S. 236) und Götzing⁶⁾ (S. 17) reichte der Würmgletscher, welcher seine Zuflüsse aus dem Ebenseer Pfaffen-graben und dem Hirschbachtal bezog, bis an das Ostende des Vorderen Langbathsees. Götzing⁶⁾ weist außerdem auf die Hinterlassenschaft einer Lokalvergletscherung im schluchtartigen Teil des Langbathtales hin. Jedoch reichen die Beobachtungen noch nicht aus, um über die Ausdehnung der

Gletscher in diesem Tal Endgültiges aussagen zu können. So ist z. B. die zeitliche Einordnung des seit Geyers Kartierungen bekannten, stark verwaschenen Moränenvorkommens im Tal des Jageralmbaches noch zu wenig sicher. Es kann mit den Endmoränen am Vorderen Langbathsee nicht gleichaltrig sein, denn das würde einen mindest 300 m mächtigen Gletscher im Bereich des späteren Sees erfordern, von dem aus das Eis, nur wenige 100 m vom Zungenende entfernt, westlich des Pyramidenkogels in das benachbarte Tal hätte übertreten können. Gewiß aber erreichten die Höllengebirgsgletscher während des Würmeiszeitlichen Hochstandes nicht den untersten Abschnitt des Langbathtales. Dies erhellt aus dem steilen Einriß des Kohlergrabens, westlich der Talstation der Seilbahn auf den Feuerkogel, der einen guten Einblick in die Struktur seines hoch emporziehenden Schwemmkegels gewährt. In diesem lassen sich, eingebettet in Dolomitgrus, gletschertransportierte Geschiebe verfolgen, die schon allein wegen der sehr deutlichen Kritzer und Schrammen auf den glatt polierten Gesteinsflächen nur einem Ast des Traungletschers entstammen können, der die ganze beckenartige Weitung der Kohlstatt ausgefüllt hat.

Für die Bestimmung der Eisrandhöhe der Maximalvergletscherung während der letzten oder einer früheren Eiszeit, fehlen bisher Beobachtungen über die obere Schlifffgrenze. Solche sind auch in Zukunft nicht zu erwarten, da infolge der Mannigfaltigkeit der am Aufbau des Salzkammergutes beteiligten Gesteine die Denudationsformen überwiegen. Aber auch Vorkommen auf ursprünglicher Lagerstätte verbliebener Erratika sind im Gebirgsinneren selten. Deshalb hat bekanntlich A. Penck, wie in vielen anderen randnahen Teilen der Alpen, so auch in unserem Gebiet, die Jungendmoränen (bei Gmunden zirka 500 m) und deren Fortsetzung durch Ufermoränen (bei Vichtau zirka 600 m) für den oben angeführten Zweck herangezogen. Die Moränen von Vichtau wurden allerdings auf der geologischen Karte von Abel der Rißeiszeit zugewiesen. Dagegen hat nun neuesten Götzinger (a. a. O., S. 12) eine Reihe von Gründen angeführt, die es berechtigt erscheinen lassen, an der ursprünglichen Penckschen Deutung festzuhalten. Letzterer berechnete über dem Zungenbecken des Traunsees das Gefälle der Gletscheroberfläche mit 25 v. T. Bei Verwendung eines ähnlichen Wertes (22 bis 25 v. T.) ergibt sich für die Eisbefüllung des Beckens von Ischl während der Würmeiszeit eine Höhe von zirka 1250 m und für das Ausseerbecken eine solche von zirka 1800 m. Hierbei konnte sich A. Penck im Bereiche des kalkalpinen Trauntales nur auf die Funde von kristallinen Geschieben auf der Trisselwand (1750 m) durch Geyer¹⁰⁾ (S. 432) und seine eigenen Beobachtungen von erratischen Geschieben auf dem Sarstein (1800 m) stützen (a. a. O., S. 205). Neueren Datums ist die Feststellung glazialer Lockermassen in der Quellmulde des Ascherbaches, zwischen Seeberg- und Haslergupf, südsüdöstlich von Ebensee. In einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von 10 bis 12 m erfüllen gekritzte Geschiebe verschiedenster, jedenfalls aber nicht lokaler Herkunft sowie eiszeitliche Lehme den Bacheinschnitt. Auffällig sind ziemlich große Konglomeratbrocken, vermutlich interglazialen Alters sowie gestauchte und gefältelte

Seekreideschichten. Es sind Bildungen am Rande eines Trauntalgletschers, der hier zeitweise den Ascherbach zu einem kleinen See aufgestaut hat. Die Moränen reichen in der Quellmulde bis zirka 1050 m hinauf und man geht nicht fehl, auf Grund dessen die Eisoberfläche über der Mitte des Trauntales mit mindestens 1100 m bzw. die Mächtigkeit des Gletschers mit 650 bis 700 m, ohne Berücksichtigung der unbekanntenen Tiefe der Talalluvionen zu veranschlagen. Da für die Altersbestimmung dieser Ablagerung keine ausreichenden stratigraphischen Kriterien angeführt werden können, ergeben sich diesbezügliche Anhaltspunkte lediglich aus ihrer großen Höhenlage im Verhältnis zur geringen Entfernung vom Alpenrand. Eine würmeiszeitliche Gletscheroberfläche hätte das zu steile Gefälle von 40 v. T., während sich für die riß- oder mindeleiszeitlichen Oberflächen die wahrscheinlicheren Werte von 30 v. T. bzw. 25 v. T. ergeben. Somit ist die Moräne in der Ascherbachmulde jedenfalls altglazial. Da es sich immerhin um umfangreichere Abschmelzprodukte, nicht um einzelne Gesteinstrümmer handelt, können diese nur an oder unterhalb der Schneegrenze gebildet worden sein. Dies spricht für die Richtigkeit der Schneegrenzbestimmungen, wie sie Lichtenöcker¹⁷⁾ (S. 146) im Rahmen einer die ganzen Ostalpen umfassenden Untersuchung für den N-Rand des Salzkammergutes durchgeführt hat. Auf Grund einer neuartigen Methode zur Gewinnung brauchbarer Vergleichswerte für die Rekonstruktion der klimatischen Schneegrenze (Mittel zwischen den realen Schneegrenzwerten aller verschiedenen Expositionen) ergeben sich stets Maximalwerte für deren eiszeitliche Depression. Trotzdem liegen seine Angaben um 200 m höher als jene von A. Penck (a. a. O., S. 255). Dieser berechnete die Höhe der Schneegrenze für die Würmeiszeit am Gmundnersee mit 1000 m, für die Rißeiszeit mit 800 bis 900 m.

Der Eiszerfall, in dem der sogenannte Rückzug der Gletscher nach dem letzteiszeitlichen Hochstand bestand, verrät sich, wenn auch nur in einer einzigen, so doch typischen Form, unweit der Straße, die von der Ortschaft Roith ins Offenseetal führt, etwa 250 m südöstlich des Mariengasthofes. Hier ist in den Aufschüttungen der Trauntalerrasse, an der Grenze zu einer glazial geformten Felsaufragung, eine etwa 150 m lange und etwa 15 m tiefe Wanne ausgespart. Die Schichten der anderwärts gut aufgeschlossenen See- und Flußablagerungen, welche die Terrasse aufbauen, setzen auch zum größten Teil die steilen Wände der erst während des Krieges fast völlig zugeschütteten Hohlform zusammen, die nur als Abschmelzform einer abgegliederten Eismasse verständlich ist.

Die nach A. Penck (a. a. O., S. 365) bühlstadialen Endmoränen des Salzkammergutgletschers liegen tief im Gebirgsinneren, östlich des Wolfgangsees, die eines etwas jüngeren Abschnittes desselben Stadiums bei Ischl^{3. 5)} (I, S. 99; S. 649). Im Trauntal unterhalb von Ischl fehlen hingegen alle deutlicheren Anzeichen für eine entsprechende Stillstandslage eines Talgletschers, obwohl dort ein solcher zur Zeit der Ablagerung der Moränen bei Strobl ebenfalls vorhanden gewesen sein muß. Einstige Wallformen dürften also der nivellierenden und ausräumenden Tätigkeit

der spät- und postglazialen Traun zum Opfer gefallen sein. Verlagerten, Gletscherschutt findet man auf der ganzen Strecke bis Ebensee in den talbodennahen Akkumulationsformen. Außerdem ist am linken Talhang bei der derzeit abgetragenen Brücke über die Traun (—450) ungeschichtete Fernmoräne aufgeschlossen. Bei zirka 480 m wird diese von einer 7 m hohen Schütt mit sehr groben Sturzblöcken überlagert. Es ist aber hier nicht zu entscheiden, ob es sich um Grundmoräne oder den kümmerlichen Rest eines an den Hang gelagerten Walles handelt.

Besondere Beachtung verdienen die tiefgelegenen Moränen am unteren Ausgange eines Eisdurchganges, durch welchen sich zwischen der Ofenhöhe (1594 m) und dem Großen Helmesgupf (1630 m) über die SE-Abstürze des Höllengebirges ein ausnahmsweise mächtiger Zufluß zum Trauntaleis herabwölbte. Südlich des mit eiszeitlichen Blöcken überstreuten Breiten Lahnanges setzt bei zirka 600 m, auf flacher werdendem Hang, mit sehr deutlichem, gletscherwärts gerichteten Steilabfall, eine bogenförmige Ufermoräne eines Lokalgletschers an, an die sich bei zirka 550 m, nach innen, ein weiterer schließt. Jenseits dieses Lawinenzuges beginnt ein korrespondierender Wall ebenfalls unter steilerem Gehänge bei zirka 600 m. Die Stirn dieses Gletschers lag bei etwa 500 m. Unmittelbar nordöstlich lag eine zweite Eiszunge, welche durch zwei hohe, hintereinander gelagerte Endmoränenwälle angezeigt wird. Die Oberfläche des äußeren liegt zirka 550 m hoch. Ein dritter, jüngerer Wall ist fraglich (Abb. 2).

Somit ergibt sich die Tatsache, daß ein Höllengebirgsgletscher, der bei zirka 1050 m durch einen Hangsporn in zwei Lappen geteilt wurde, bis nahe an die Trauntalsole bei der Miesenbachmühle herabgereicht hat, nachdem das Ferneis das Haupttal bereits geräumt hatte. Dieser Lokalgletscher stieg um einen Höhenbetrag von zirka 500 m und in der Entfernung um 1000 bis 1200 m unter die hier bei 1000 m zu vermutende Eisrandhöhe der letzten Großvergletscherung herab. Ebenfalls einige 100 m unterhalb der letzteren endigen erst die Seitenwände des Eisdurchganges, an deren Schaffung demnach der Lokalgletscher schon vor dem Eintreffen und nach dem Abzug des Großgletschers gearbeitet haben muß.

Die nach der mittleren Höhe des östlichen Höllengebirgsplateaus und der Lage der Endmoränen geschätzte Höhe der realen Schneegrenze dieses Eisstromes ist bei etwa 1100 m anzunehmen. Dieser Wert liegt nur um 100 m über der von A. Penck für die letzte Eiszeit angegebenen Schneegrenze und um 100 m unter jener Lichteneckers. Jedenfalls bleibt er beträchtlich unter der für das Bühlstadium Pencks erforderlichen Schneegrenzhöhe. Hiebei ist zu bedenken, daß der bescheidene Vorstoß dieses Gletschers nach dem Eisfreiwerden des Trauntales durch die örtlichen orographischen Gegebenheiten verursacht wurde. Einmal war das Firngebiet, das die Plateauflächen beiderseits des Ofen- und Edltales umfaßte und bis zum Totengrabengupf und der Hochschneid zurückreichte, ziemlich groß. Zum anderen konnten sich die Eismassen, die sich während der Hocheiszeit als steiler Gehängegletscher auf das Trauntaleis aufschoben, überhaupt

erst nach dessen Schwinden voll entfalten. Dazu kommt noch die SE-Exposition, die zumindest vor der stärksten Sonnenbestrahlung schützte. Aus den angeführten Gründen ist es deshalb nicht nötig, zur Deutung der Verhältnisse am Ostsaum des Höllengebirges eine allgemeine Schneegrenzdepression im Spätglazial anzunehmen.

Weitere Hinweise auf die Beziehungen zwischen Lokal- und Großvergletscherung im ausgehenden Eiszeitalter lassen sich auf der S-Seite des Höllengebirges, in der Weißenbachtalung gewinnen. Hier ist östlich des Höllbaches, beiderseits des Weißgrabens, von messerscharfen Rachen durchfurchte Moräne an den Hang des Ofenecks gelagert. Das schwach gekritzte, kantige, ausschließlich aus im allgemeinen hellen Wettersteinkalken und -dolomiten bestehende Material, reicht im Weißgraben bis 720 m empor. Wir erkennen in diesen von Geyer bereits kartierten Moränen, die einst das ganze Höllbachtal verlegten, die Endmoränen eines kurzen Talgletschers, der durch die Eisströme des Brunn-, Klaus- und Hasllahnganges sowie des tiefeingesenkten Talursprunges „In der Höll“ gebildet wurde. Sein Nährgebiet erstreckte sich über einen großen Teil des mittleren Höllengebirgsplateaus. Auch in diesem Falle ist es nicht notwendig, einen selbständigen Vorstoß des Höllengebirgsgletschers, eine „Schlußeiszeit“ im Sinne Ampferers¹⁸⁾ (S. 41) anzunehmen. Da der Weißenbachgletscher, wie die Zusammensetzung der Moräne am Hang des Ofenecks erweist, zu keiner Zeit in das Höllbachtal eingedrungen ist, ist es nur erforderlich, daß der örtliche Eisstrom nicht früher als das Ferneis abgeschmolzen ist. Wahrscheinlich hielt jener in verminderter Mächtigkeit den Talausgang des Höllbaches noch eine zeitlang besetzt, nachdem die Talweitung der Ascherau schon eisfrei geworden war. Allerdings ist dann auch bei diesem Gletscher mit den Rückzugsstadien von A. Penck nicht das Auslangen zu finden; denn eine Schätzung der realen Schneegrenzhöhe ergibt bei S-Exposition den viel zu niedrigen Wert von 1200 m für das Bühlstadium. Die Ergebnisse gleichen jenen, zu denen als erster Klebelsberg¹⁴⁾ (S. 280) in den Südtiroler Dolomiten gekommen ist. Wir weisen deshalb die Moränen am Ofeneck sowie jene bei der Miesenbachmühle im Trauntal dem Schlernstadium zu.

Nach dem Zusammenbruch der hocheiszeitlichen Eisfront waren es vorwiegend zwei Vorgänge, welche den Ablauf der Ereignisse im Trauntal bestimmten: die freiwerdenden Wassermengen, die sich infolge der durch die Gletscher geschaffenen Gefällsunausgeglichenheiten zu Seen stauten und die in Bewegung geratenen Massen des in den Nebentälern und Hanggräben aufgespeicherten glazialen und durch die spätglaziale Verwitterung stark vermehrten Schuttes, der unter Mitwirkung der fluviatilen Transportkraft seinen Weg ins Haupttal nahm.

Auf Grund einiger weniger Aufschlüsse hat zunächst A. Penck (a. a. O., S. 364) und nach ihm, gestützt auf ein viel reicheres Beobachtungsmaterial Götzinger^{3, 4, 5)} (I, S. 88; 47; 646), auf die Existenz eines größeren Traunsees bzw. mehrerer wiedererloschener Talseen oberhalb von Ebensee hinge-

wiesen. Die Spiegelhöhe eines einst höher gestauten Sees läßt sich nun genau nur dort feststellen, wo die obersten Teile eines trockengelegten Deltas erhalten sind, d. h. also die Übergangszone horizontaler oder flachgeneigter Flußgerölle in Deltaschichten und wo hinsichtlich der Korngröße und Zusammensetzung des Materials überall weitgehende Übereinstimmung besteht. Die Mächtigkeit der flachgelagerten Hangendschichten ist an dem am weitesten in den See vorgeschobenen Punkten am geringsten. Sie nimmt flußaufwärts zu, da die über einem sich vorschiebenden Delta entstehende Flußau in dem Maße erhöht wird, als dies zur Herstellung des für den Geschiebetransport bis zur eigentlichen Einmündung in den See nötigen Gefälles erforderlich ist. Dementsprechend baut sich über den Deltaschichten ein flacher Schwemmkegel auf, welcher seine größte Dicke über dem ursprünglichen Gefällsknick, der ältesten Strandlinie erreicht. Die Korngröße in den beiden Ablagerungen wird nach oben hin mit der Entfernung von ihrer Grenzfläche immer unterschiedlicher, da die Sortierung der unter freier Luft abgelagerten Lockermassen unter anderen Gesetzen vor sich geht als unter Wasserbedeckung. Die augenblickliche Endfläche eines Deltakomplexes hat bei den Seezuschüttungen durch größere Flüsse das gleiche Gefälle wie die Flußebene weiter stromaufwärts. So ist beispielsweise das Gefälle der durch Verlandung des südlichsten Traunsees entstandenen breiten Alluvialebene unterhalb der Einmündung des Frauenweißenbaches dasselbe wie jenes der Trauntalsole oberhalb.

Eine zuverlässige Angabe über die Höhe des ehemaligen Traunsees läßt sich aus der Schottergrube bei Rindbach, südlich eines niedrigen Hierlatzkalkhügels (-Ö-458) gewinnen. Es handelt sich hier um den Schnitt durch die Stirn eines alten Rindbachdeltas, der, ähnlich wie dies noch an den rezenten Mündungsformen der Seezuflüsse festzustellen ist (Abb. 3), seinen Lauf mehrfach verlegend, die Geschiebemassen pilzförmig in den höheren See hinausbaute. Dementsprechend fallen im nördlichen Teil der 12 m hohen Grube die mit Sanden wechsellagernden, unverkitteten Flußschotter gegen NW, im südlichen Teil gegen SW ein. Die Ausstriche der obersten mittleren Lagen verlaufen annähernd horizontal. Im Umkreis eines prachtvoll geschrammten Schlibfbuckels war bis vor einigen Jahren Seekreide einer Grundmoräne an der Basis der Flußaufschüttungen zu sehen. Die völlig ebene, leicht gegen E ansteigende Oberfläche dieses auf der geologischen Karte fälschlich als Niederterrassenschotter ausgedehnten Deltas liegt bei 450 m. Das war auch das Niveau des spätglazialen Traunsees, das zum Anlaß ausgedehnter Talverschüttungen durch alle in den See mündenden Flüsse wurde.

Verbaut wurde z. B. das Rindbachtal unterhalb des an eine harte, quer über das Tal ziehende Kalkbank geknüpften Wasserfalls, der das Ende einer relativ engen V-Talstrecke und den Beginn eines geräumigen Mündungstrichters bezeichnet. Knapp bevor man, talaufwärts schreitend, auf einer Holzbrücke (-Ö-483) den Bach überquert, wird der der Scheitelregion angehörende Rest eines Schwemmkegels durch eine Schuttreiße aufgeschlossen. Das aus 30 bis 40 m mächtigen Sanden, Grus und bis zu durchschnitt-

lich faustgroßen, wenig gerundeten Wildbachschutt zusammengesetzte Lockermaterial, verhüllte einst bis zur Sohlenhöhe des Engtales die ganze Stufe (zirka 515 m). In den obersten 5 bis 8 m des zum Teil kreuzgeschichteten Materials fallen gut gerollte, sehr grobe Blöcke auf. Einige 100 m talaus trifft man auf der orographisch linken Talseite auf eine zur Traun geneigte Terrassenfläche in zirka 485 m Höhe, welche demselben Akkumulationsvorgange angehört. Einen wesentlichen Beitrag zur Ausfüllung des unteren Rindbachtals haben auch die Gräben des Eibenberges geleistet. Hier mag der weit nach W schwingende, abgestutzte Schweinkegel des Eibengrabens als Beispiel dienen. Schließlich sind südlich der Rindbachstraße bis zum Talhang fünf niedrige Terrassen entwickelt, die von der subrezent, nach E drängenden Traun — noch heute ist der ehemalige Lauf der „Alten Traun“ mit ihren Altwässern gut erkennbar — unter Bildung einer Steilstufe, abgeschnitten wurden³⁾ (I, S. 88).

Einen sicheren Schluß auf eine bei 450 m gelegene Wasserfläche läßt auch der einer ausgedehnten, mäßig gegen W ansteigenden und schon Götzinger⁶⁾ (S. 14) bekannten Seeterrasse angehörende Aufschluß nordwestlich von Traunkirchen, gegenüber der Lungenheilstätte Buchberg, zu. In dieser Höhe werden 20° bis 25° ostfallende Deltaschichten von etwa 2 m mächtigen, flach in der gleichen Richtung geneigten Flußschottern überdeckt.

In ähnlicher Weise stauten die Endmoränen einer früheren (vermutlich der Riß-) Vergletscherung einen Traunsee, dessen Spiegel bedeutend über dem gegenwärtigen gelegen haben muß. Auch dieser war die Ursache für Talverbauungen, für welche wieder das Rindbachtal schöne Beweise liefert. So tritt am SW-Abfall einer wiesenbegrüneten, stark verbeulten Terrasse, nördlich des Hoisenwirtes, in einem Wäldehen eine ausgehöhlte, 30° bis 35° gegen NW fallende Konglomeratbank eines alten Deltas zutage. Der damalige Traunsee muß bei mindest 453 bis 455 m gespiegelt haben. Zufolge der starken Verkittung der Ablagerung ist diese in ein Interglazial, vermutlich — analog zu dem bereits von Pia⁸⁾ (S. 579) erwähnten und von Götzinger⁴⁾ (S. 46) zeitlich eingeordneten Konglomerat bei der Miesebachmühle — ins letzte zu verweisen. Die Aufschüttung, der jenes Delta angehörte, reichte gleichfalls ziemlich weit in das Rindbachtal hinein. Drei diesbezüglich beweiskräftige kleine Vorkommen findet man an der Straße, die beim Hoisenwirt vorbei, am Hang des Spitzelsteins talaufwärts führt, etwa auf der halben Strecke zum Müllerköglgraben (Abb. 4). Neben gut verfestigten Sanden, Grus, gerundeten und eckigen Wildbacheröllen treten auch weniger verfestigte Partien auf. Überall sind die Ablagerungen deutlich geschichtet und scheinbar schwächer als das heutige Flußbett geneigt. Ihre Mächtigkeit in diesem Talabschnitt kann auf mindestens 40 m veranschlagt werden.

Die diluvialen Sedimente in der Schluchtstrecke des Langbathtales (unterhalb des Wirtshauses „Zur Kreh“) wurden erstmalig von Götzinger⁶⁾ (S. 17) richtig erkannt. Es handelt sich wieder um die Reste zweier verschiedenaltiger Talverschüttungen, welche durch die Hochstände eines

größeren Traunsees im unmittelbaren Anschluß an die letzte und vorletzte Vergletscherung verursacht wurden. Die 25 bis 30 m mächtigen Aufschüttungen hat der Langbathbach in inter- und postglazialer Zeit an der Mündung von Nebenbächen zu abgestutzten Schwemmkegeln, ansonsten zu schmalen und steil gegen den Talweg geneigten Terrassen und Leisten zerschnitten. Der Schwemmkegel des Brettergrabens (Vorderkante zirka 620 m. Bachbett zirka 594 m) zeigt in seinem Abfall zum Langbathbach schwach gekritztes, undeutlich oder ungeschichtetes Moränenmaterial der letzten Vergletscherung. Stellenweise bestehen die Hangendteile aus mehrere Meter dicken Lehmschichten. Am Fahrweg, der von der Straße in den Brettergraben hineinführt, bilden innerhalb der Jungmoränen sehr feste Konglomerate eine niedrige Härtestufe. Wo Schichtung zu beobachten ist, zeigt diese einen Einfallswinkel von 15° bis 20° gegen W. Die nahe Oberfläche des Schwemmkegels stimmt mit der Neigung der Geröllagen nicht überein. Man hat es hier mit dem Erosionsrest einer interglazialen Verschotterung — einem alten Schwemmkegel des Brettergrabens — zu tun, die das bereits annähernd bis zur heutigen Tiefe eingeschnittene Langbathtal in mindest gleicher Mächtigkeit, wie dies nach der Würmvergletscherung der Fall war, erfüllte. Möglicherweise wurde dieser zwischeneiszeitliche Schwemmkegel, der noch durch eine Reihe anderer, weniger steil geneigter Konglomerat- ausbisse angezeigt wird, zufolge der deltaähnlichen Struktur an der oben beschriebenen Stelle in einen lokalen See eingebaut.

Weitere Vorkommen interglazialer Flußschotter sind nördlich des Langbathbaches, knapp unterhalb der Einmündung des Rumizgrabens festzustellen, wo sie als Pfeiler aus dem Schutt und den Bändertonen der Grundmoräne hervorragen sowie auf der gegenüberliegenden Talseite, etwas oberhalb des Bärengrabens, in Form zweier moränenüberschütteter, talaus geneigter Nagelfluhbänke. Schließlich gehört in dieselbe Reihe das schon von Götzing (a. a. O., S. 17) aufgezeigte, dem Schwemmkegel eines steilen Grabens angehörende Konglomeratvorkommen westlich der Langbathbrücke ($\text{—}\overset{\circ}{\text{—}}$ 493). Es reicht bis zirka 510 m in das bis etwas unter 500 m erodierte Haupttal hinab.

In den Terrassenabfällen beiderseits der Mündung des Salchergrabens sowie auf der ganzen Strecke beiderseits des Alpengrabens bis zu den Bachhütten sind über den Moränen ebenfalls gekritzte, fluviatil geschichtete Schotter erhalten, welche über der undurchlässigen Unterlage an vielen Stellen mehr oder weniger stark verkitteten. In der Terrasse östlich des Salchergrabens treten örtlich 30° bis 35° SE geneigte, 1,5 bis 2 m dicke Deltabildungen auf. Vermutlich staute der große Schwemmkegel des Brettergrabens vorübergehend den Langbathbach auf. Die Schotter über den Moränen entstammen dem ausgehenden Eiszeitalter, also jener Zeit, in der sich die Gletscher bereits in die Hintergründe des Langbathtales und seiner Seitentäler zurückgezogen hatten (in Übereinstimmung mit Götzing).

Einen von den bisherigen Befunden etwas abweichenden Charakter tragen die Aufschüttungen einer wieder zirka 25 m über dem Bachbett gele-

genen Terrasse am Ausgange des Langbathtales, in welche bei den Vergrößerungsarbeiten für den Friedhof von Ebensee (1946) ein Einblick gewonnen werden konnte. Ihre Oberfläche wird bis zu einer Tiefe von 10 m von lockeren, schwach talaus geneigten Flußablagerungen mit groben Wildbachblöcken gebildet. Darunter ist eine dünne Lage von 20° bis 35° gegen SE abgebogenen Schichten mit gekritzten Geschieben verborgen. Die Unterlage dürfte aus geschwemmter Moräne bestehen. Vermutlich hat man es aber an dieser Stelle nicht mit einem Delta, das als bisher einzig bekannter Beleg für einen Traunseestand von 455 m dienen könnte, sondern mit einem kleinen Schwemmkegel, der bei einer Regenkatastrophe plötzlich zu starker Tätigkeit erwachten, nahe gelegenen Wallnerriessen zu tun, der später von den Geröllmassen des Langbathbaches überfahren wurde. Steil einfallende Schichten sind bei Miniaturschwemmkegeln keine Seltenheit, wie das Beispiel eines Grabens in den Wänden des Kesselbaches (Hohe Schrott) beweist, der bei zirka 735 m bis zu 40° geneigte Sand- und Geröllagen während eines kurzen, einmaligen Aufschüttungsvorganges, in jüngster Zeit in den Tobel des Hauptbaches einbaute.

Mit 1.4 km Längs- und 1.7 km Breitenentwicklung ist von allen Schotterkegeln des Trauntales zwischen Gmunden und Ischl der des Frauenweißenbaches der umfangreichste. Infolge der ungeheuren, hauptsächlich während des Eiszeitalters abgesetzten Schuttmassen, die der Frauenweißenbach aus dem Offensee- und Gimbachtal in den einst größeren Traunsee brachte, mag dieser in relativ kurzer Zeit an seinem S-Ende verlandet gewesen sein. Der ältesten Oberfläche des vielgliederigen Kegels gehört an der Ausmündung des Frauenweißenbachtals, knapp östlich der Stelle, wo die Materialbahn von Steinkogl die Offenseestraße quert, eine schmale, schwach schotterüberstreute Felsleiste an. Nach einer Unterbrechung schwingt jene, nun als breite Akkumulationsfläche, durch einen im Anschluß an einen Felshöcker über einige 100 m zu verfolgenden Steilabfall von der jüngeren Aufschüttung getrennt, in das Trauntal hinein. Aus dem Schwemmkegel entwickelt sich schließlich südöstlich der Ortschaft Roith, zirka 25 m über der Traun, eine markante Terrasse¹⁾ (S. 39), die erst an der Ausmündung des Ascherbaches ihr Ende findet. Sie ist durch den Zubau des bei 450 m spiegelnden Traunsees entstanden, wie aus den 28° bis 38° gegen W fallenden Deltaschichten einer Grube im Schwemmkegel des Ascherbaches bei zirka 445 m und — unweit von dieser Stelle — aus den 20° bis 25° nordfallenden, ziemlich stark verfestigten Schichtausstrichen im Einschnitt einer Materialbahn bei zirka 450 m folgert.

Der obersten Terrasse ist eine 6 bis 8 m niedrigere vorgelagert, welche gegenüber dem Mariengasthof durch eine in Nutzung stehende Schottergrube gut aufgeschlossen ist. Über einer 4 m dicken Schicht verfrachteter Moräne, bestehend aus 10° bis 12° gegen N deltaähnlich geneigten Tonen und darin eingeschalteten Lagen gröberer, gekritzten Schuttes, liegen über einer stark in Erscheinung tretenden Diskordanzfläche einige Meter flach lagernder Flußschotter. Etwas nördlich treten an Stelle der Moränen 35° N gerichtete Deltaschotter, deren obere Begrenzung bei zirka 440 m liegt. Bis zu dieser

Höhe wurde demnach die höhere, eigentliche Seeterrasse zunächst zerschnitten, worauf die Ablagerung der Flußschotter stattfand. Der tiefer gespannte Traunsee, der nun die Erosionsbasis bildete, muß etwas unter 440 m gelegen haben.

Die untere Terrasse geht nach S in die größte aller erhaltenen Schwemmkegeloberflächen des Frauenweißenbaches über. Diese liegt zum überwiegenden Teil zwischen 450 und 460 m, an der Spitze bei 462 bis 465 m. Sie ist jünger als das Traunseeneiveau von 450 m, da sie der ältesten Akkumulationsfläche erosiv eingesenkt ist³⁾ (S. 646). Die Anstöße zur Zerschneidung der Schotterkegel gingen von dem ruckweise einschrumpfenden Traunsee aus, wanderten also von unten nach oben. Insgesamt lassen sich fünf ineinander geschachtelte Schwemmkegel über der heutigen Talsohle und unter den Resten der ältesten Aufschüttungsfläche feststellen. In dieser Zahl sind nur jene Flächen inbegriffen, denen auf Grund der Ausdehnung der erhaltenen Formen und des relativen Höhenunterschiedes der Stufenabfälle die Bedeutung einer selbständigen Aufschüttung zukommt. Zwei weitere Abstufungen sind nur lokal entwickelt und brauchen nicht im Tieferücken der Erosionsbasis ihre Ursache haben. Zwei Phasen der Schwemmkegelentwicklung sind bis in die Ausmündung des Frauenweißenbachtals als spitz zulaufende Leisten zu verfolgen. Sie reichen über eine 10 bis 12 m hohe, besonders widerstandsfähige Kalkbank hinweg, über welche der Bach als Wasserfall stürzt. Eine dritte Phase bildet die Talsohle oberhalb des Wasserfalles. Alle jüngeren, rückwärts wandernden Kerbenseitel sind an der Kalkstufe hängen geblieben.

Die stufenförmig übereinander liegenden Endflächen der einzelnen Aufschüttungen am Frauenweißenbach, sind ihrer Form und Struktur nach die Ergebnisse subaërieller Vorgänge. Man kann deshalb aus ihrer Höhenlage nicht auf die Höhe von Seespiegelständen schließen. Die an der Basis von A. Peirck¹⁾ (S. 39) festgestellten Deltaschotter sind heute nirgends mehr aufgeschlossen. Morphologisch wird die Schwemmkegelnatur der Aufschüttungen, zumindest ihrer oberflächennahen Teile, bewiesen durch die vielfach zu beobachtende konvexe Wölbung, senkrecht zur Kegelachse, bei relativ geringem Oberflächengefälle, mit deutlich ausgeprägter Kehle am Fuße der Steilhänge älterer Einheiten. Das beweisen aber auch mit Akkumulationsflächen korrespondierende Felssimse nicht nur in der Scheitelregion, sondern überall dort, wo der auf den Oberflächen pendelnde Fluß randlich in Anstehendes geriet.

Die von der Traun abgeschnittenen, eng verwachsenen Schwemmkegel des Breiten Lahnganges und des Mühlleitengrabens, westlich der Miesenbachmühle (Vorderkante zirka 30 m über dem Fluß), stellen gleichfalls einen Rest der ältesten Talverschüttung dar, wie wir sie im Rindbachtal oder in der Terrasse südöstlich Roith kennen gelernt haben. In den an der Trauntalstraße zutage tretenden Lockermassen konnten glaziale Geschiebe der Höllengebirgsvergletscherung festgestellt werden, die den früher beschriebenen Stirnmoränen entstammen. Da diese mit den Schwemmkegeln nicht verknüpft sind, fällt die Bildung der Endfläche der letzteren vermut-

lich in die Zeit der endgültigen Abschmelzung der Stadialgletscher. Nachher dürfte die Wassermenge der beiden Gerinne immer sehr gering gewesen sein, da es ihnen an Kraft fehlte, tiefer einzuschneiden und, wie dies im Trauntal anderwärts der Fall war, jüngere Aufschüttungsformen ineinander zu lagern. Die Wasserarmut der Gräben ist eine Folge der Verkarstung im Wettersteinkalk des östlichen Höllengebirges. Die im Inneren der Kalkmassen gesammelten atmosphärischen Niederschläge erscheinen erst nahe der Trauntalsole, gleich unterhalb der Miesenbachmühle, als in einem Falle das Ende eines Siphons bezeichnende Quellen. Auf die interglaziale Deltanagelfluh an der Solenleitung, im Sockel des Mühlleitenschwemmkegels, wurde schon hingewiesen. Sie setzt einen Traunseespiegel von mindest 453 m und nicht, wie Troll¹²⁾ (S. 265) angibt, von 445 m voraus.

Im Engtal oberhalb der Frauenweißenbachmündung begegnen wir zunächst nordwestlich der Traunbrücke (—Ö-441) zwei Schotterterrassen in 3 und 12 m (zirka 452 m) über der Talsole. Die untere ist weiter talauf bis zur querenden Solenleitung in größerer Ausdehnung entwickelt („Langwies“), wobei die Höhe des Terrassenabfalles nach S hin etwas abnimmt. Sie findet eine Entsprechung gegenüber, am rechten Traunufer, und dürfte mit der niedrigsten Terrasse beim Mariengasthof (unterhalb des Aufschlusses) zu parallelisieren sein. Einer höheren Stufe gehört die schmale Terrasse an der Straße beim Wirtshaus Langwies an, deren nur einen Meter dicke Geröllage unter 45° gegen SE fallende Plattenkalkschichten kappt sowie die im Eisenbahneinschnitt erschlossene Felsleiste etwas südlich der Haltestelle Langwies, mit deren Höhe offensichtlich eine breitere Schotterfläche westlich der Traun übereinstimmt. Wieder einige Meter höher liegt eine andere Schotterterrasse (etwa 7 m über der Talsole), die besonders im Trauntal unterhalb der Aritzbachmündung größeren Raum einnimmt. Für keine der angeführten Terrassen konnte der Nachweis erbracht werden, daß sie in einen See eingeschüttet wurden.

Der Aritzbach und sein südlicher namenloser Nachbargraben haben prächtige, mehrfach verzahnte Schwemmkegel ins Haupttal eingebaut. Die Vorderkante des höchsten der scharf profilierten, bastionartig vorspringenden Kegelstumpfe, liegt am Aritzbach 40 m über der Traun. Von den drei am linken Ufer vorhandenen Endflächen verflößt sich die mittlere im N mit der oben angeführten, 7 m über der Trauntalsole gelegenen Terrasse. Über der obersten Aufschüttungsfläche deutet eine schräge Felsleiste den Rand eines noch höheren, eventuell interglazialen Schotterkegels an. Auf dem rechten Aritzbachufer (ebenso am Bache südlich von diesem) sind die Endflächen von vier Akkumulationsphasen erhalten geblieben. Wie im Bacheinschnitt ersichtlich, stammt das vielfach schwache Kritzer aufweisende Material aus der in das Aritzbachtal eingelagerten Fernmoräne.

Am Fuße der Hohen Schrott breitet sich, nur durch einen glazial geformten, fischrückenartigen Felskern unterbrochen, ein Schuttfächer aus, der aus den seitlich miteinander verwachsenen Schwemmkegeln mehrerer Dolomitgräben besteht. Über einen solchen steigt man steil in den Schrott-

und Farbergraben hinauf, die als verhältnismäßig breite Schuttreißen in hell leuchtendem Dolomitgrus eingerissen sind, der noch in Höhen über 1000 m erkennbar ist. Die außerordentlich zu Rutschungen neigenden und sehr durchlässigen Lockermassen bewegen sich hauptsächlich unter Bildung zahlreicher Wülste als Murgänge abwärts. Ausnahmsweise aus den Quellgräben bis auf den Aufschüttungskegel vordringende Sturzbäche haben dessen Oberfläche lediglich durch einige seichte, breite Kerben gegliedert. Wie frische, im Baumbestand arge Verheerungen anrichtende Schuttanrisse bezeugen, dauern diese Vorgänge auch heute noch an.

Besonders große Schuttmassen verfrachtete der Kesselbach aus den zahlreichen Verzweigungen seines Wildbachtrichters ins Trauntal. Es kam dabei zu ausgedehnten nacheiszeitlichen Talverbauungen in den unteren Abschnitten des Baches. Der ältesten gehört am linken Ufer, gleich am Ausgange des Tobels, eine gegen W ausschwingende Aufschüttungsfläche an, deren Spitze bei zirka 630 m gelegen ist. Sie endet, stark zerlappt, zirka 50 m über dem Traunspiegel, bei zirka 500 m Höhe. Bei Berücksichtigung des sich abwärts vermindernenden Böschungswinkels, dürfte hier die ehemalige Trauntalsole nicht über 470 m zu suchen sein. Deutlich in der Richtung des Bachgefälles geschichtet, zieht der mit Lagen gröberer Wildbachschuttes versetzte Grus, in einer Mächtigkeit von mehreren Dekametern in den Tobel hinein. Darüber hinaus setzt sich die Aufschüttung beiderseits des Sulzgrabens nach oben hin fort und bildet vorwiegend südlich des genannten Grabens eine 30 bis 40 m dicke Hangverkleidung, die erst bei etwas über 1000 m ihr oberes Ende findet. Bei zirka 700 m, nahe der Ausmündung der schwer ersteigbaren, durch Wildbachverbauung gebändigten Schuttreiße des Sulzgrabens, trifft man gut gekritztes Moränenmaterial den Grusmassen beigemengt, das von einer nach S bewegten Ausstülpung des Trauntalgletschers stammt. Die von der Traun ausgehenden Eintiefungsfolgen setzten sich durch die ganze Aufschüttung hindurch bis in die rechtsseitigen Nebengräben des Kesselbaches fort, nur in einer einzigen Kerbe mit maximal geböschten, glatten Schutthängen erkennbar, während am Ausgange des Tobels, entsprechend der Mehrphasigkeit des Vorganges, einige jüngere Schwemmkegel errichtet wurden. Von diesen ist der oberste, zwischen Kesselbach und Krummbach, besonders breit entwickelt. Er allein reicht noch etwas in die Tobelstrecke zurück. Die Höhe dieser jüngeren Aufschüttungen, durch welche der Krummbach aus seiner ursprünglichen, noch durch eine Trockenkerbe angezeigten Richtung nach N abgelenkt wurde, bewegt sich über der Trauntalsole um 470 m.

Am Grunde der Kesselbachgräben fallen Blöcke einer sehr harten Dolomitgrusbrekzie auf, welche auch anstehend als dunkle, talaus geschichtete Bänke an verschiedenen Stellen innerhalb der leicht beweglichen Anschwemmungen anzutreffen ist; so an der rechten Grabenseite des Kesselbaches, unterhalb der Einmündung des Sulzgrabens, oder, umschüttet von Moränen, knapp oberhalb des letzteren. Es sind Spuren einer zwischeneiszeitlichen (R—W) Talverschüttung. Ein besonders großer Rest von verfestigtem Grus steht zwischen Sulzgraben und dessen südlich benachbartem Graben,

oberhalb von zirka 920 m an. Es ist leider nicht ohne weiters möglich, nahe genug an diese Brekzie heranzukommen, um sie mit den anderen ähnlichen Vorkommen vergleichen zu können.

Die Talweitung von Mitterweißenbach wird von einer über eine Entfernung von ungefähr 2 km sich erstreckenden Terrasse beherrscht. Ihre teilweise ebene, teilweise leicht gewellte Oberfläche dacht sich von etwa 480 m südlich Kößlbach, auf etwas unter 470 m westlich des Schipflbaches (Bach westlich des Stallbaches) ab. Ihr Gefälle ist damit keineswegs geringer als das der heutigen Trauntalsole, über welcher sie sich 20 bis 25 m erhebt.

Mit dieser Terrasse verflößt sich die Oberfläche des tief zerschnittenen Schwemmkegels des Schipflbaches. In der Höhe seiner Vorderkante beträgt die Lichte des Trauntales nur etwa 250 m. In geringer Entfernung davon hat der Stallbach einen mehrgliedrigen Kegel ins Haupttal vorgeschoben.

Südöstlich der Holzbrücke über die Traun, unweit der Eisenbahnstation Mitterweißenbach, legt sich vor die oben beschriebene eine 12 bis 15 m niedrigere Terrasse. Sie erweist sich, wie eine durch Götzinger³⁾ (I, S. 89),^{5,1)} (S. 48) näher beschriebene Schottergrube zeigt, als eine zum größeren Teil aus nordfallenden, feinen Deltasanden und -kiesen, darüber aus einer dünnen Lage horizontaler Grobschotter aufgebaute Aufschüttungsform. Götzinger schloß nun ursprünglich (1936) auf einen Seespiegel von etwa 460 m — in dieser Höhe überfahren die Traungerölle die Seeablagerungen — und für die höhere Terrasse auf Grund ihrer Oberflächengestaltung auf einen solchen von 470 bis 480 m, den auch schon A. Penck²⁾ (I, S. 364) angenommen hatte. Meines Erachtens kann aber aus diesen Tatsachen nur ein Seespiegel zwischen 460 bis 470 m gefolgert werden; denn im erwähnten Aufschluß ist die Diskordanzfläche zwischen den hangenden und liegenden Schichten so markant entwickelt, als daß diese gleichzeitig als Seezuschüttung entstanden sein könnten. Die untere Terrasse stellt keine selbständige Deltabildung dar, deren Entstehung übrigens in einem bis zu 470 bis 480 m mit Lockermassen erfülltem Trauntal nicht verständlich wäre. Sie wurde vielmehr erosiv — davon spricht 1937 auch Götzinger^{5a)} (S. 48) — in die höhere eingesenkt, wobei über deren gekappten Deltaschichten nur etwa 2 m mächtige Flußgerölle abgesetzt wurden. Die obere Aufschüttungsfläche ist eine echte Seeterrasse, für welche sich mangels besserer Einblicke nur die Mindesthöhe (zirka 460 m), nicht die wirkliche obere Grenze ihres Deltasockels angeben läßt. Jedenfalls sind die obersten Lagen bis zu einer Tiefe von einigen Metern — soweit reicht die Kenntnis ihrer Struktur — subaëril durch die Traun abgelagert worden. Die jüngere Terrasse ist in größerer Ausdehnung noch am linken Flußufer, unterhalb der Weißenbachmündung sowie westlich der Traun, oberhalb von Kößlbach, hier nur mehr als Erosionsleiste, ohne Schotterstreu in Fels und stark verkitteter, interglazialer Nagelfluh erhalten (a. a. O. S. 46).

Die spät- und postglaziale Entwicklung der Weißenbachtalfurche im S des Hölleengebirges ist bisher im wesentlichen unbekannt geblieben. Wie A. Penck (a. a. O.) kurz erwähnte, stellen sich in der Nähe der Talwasserscheide (564 m) zwischen dem Äußeren und dem Mitterweißenbachtal plötz-

lich ausgedehnte, auf der geologischen Karte von Geyer als Würmmoränen eingetragene Schuttmassen ein. Sie sind an der Straße, ungefähr in der halben Entfernung zwischen der Kreidemühle und der Pölitzzalm, abgeschlossen. Im Liegenden fallen in einer Mächtigkeit von 2 m, in Hauptdolomitgrus eingeschaltete, gekritzte Deltaschotter unter 28° gegen E ein. Darüber lagern ohne Übergang 8 m hohe, horizontal geschichtete Lockermassen von gleicher Zusammensetzung. Der Spiegel des Sees lag bei mindest 545 m. Wie die in dieser einformig aus Hauptdolomit, Wettersteinkalk und -dolomit aufgebauten Landschaft auffällige Buntheit des Moränenmaterials beweist, kann dieses nur einem Arm des Traungletschers entstammen, der während des Eiszeitalters die Weißenbachtäler durchströmte. Gleich westlich der Kreidemühle steht eine etwa 3 m mächtige, gletschernah abgelagerte Seekreide im Abbau, überlagert von einer 3 bis 5 m dicken Wildbachschuttdecke des Höllbaches. Die oberflächlich ebene, nur durch einige Rundhöcker gestörte Aufschüttung erfüllt die ganze Talweitung der Stehrer- und Ascherau. Sie steigt gegen die Mündungstrichter der Dürren Pölitz und des Höllbaches schwemmkegelartig an. Ihre sichtbare Mächtigkeit beträgt maximal nördlich der bereits im Anstehenden erodierenden Pölitz 25 bis 30 m.

Dieselbe Aufschüttung zieht auch in die Gräben hinein, welche sich südlich der Pölitzzalm vereinigen. Im Ramgraben reichen diese bis in den Wildbachtrichter am Nordabfall des Gspranggupfes zurück. Die größte Mächtigkeit über der Grabensohle beträgt etwa 60 m. Bis zu etwa 670 m sind gekritzte Geschiebe sowie etwas Seekreide an der Zusammensetzung der gut geschichteten Lockermassen beteiligt. Bei zirka 900 m keilt der Dolomitgrus aus. Im Landschaftsbild erscheint die Verschüttung als steil ansteigende Schutterraße mit stark betonter Talkante.

Im Wildbachtrichter des Trattengrabens wurde der Schutt bis auf geringfügige Reste ausgeräumt. Am oberen Ende des Tobels (zirka 960 m) kleidet er dünn das linke Talgehänge bis zirka 70 m über dem Bachbett. Erst wo sich nach unten an die enge Talstrecke eine geräumigere Kerbe anschließt, ist die Verschüttung im größerem Ausmaße vorhanden. Die von W her einmündenden kleineren Bäche fließen fast zur Gänze in Schutt, der auch die Hangpartien zwischen den Gräben überdeckt. Zahlreich sind plötzlich auftretende, epigenetische Klammstrecken im Anstehenden. So schuf sich der Trattengraben selbst, knapp oberhalb der Einmündung des Grabens, südlich des Stehrergupfes einen 15 bis 20 m tiefen Cañon in postglazialer Zeit.

60 bis 70 m mächtig, reicht auch im Bärenlochgraben der Dolomitgrus bis in eine Höhe von zirka 900 m, fast ebenso hoch der Moränenanteil. Beachtenswert ist eine Brekzie (Abb. 5), die vermutlich einer Talverbauung des letzten Interglazials angehört, deren größtes Vorkommen im Zwiesel des Bärenlochgrabens und dessen oberen größeren Seitengraben ansteht. Kleinere Ausbisse lassen sich bergwärts im lockeren Schutt des Hauptgrabens verfolgen.

A. Penck sprach sich bezüglich der Lockermassen in der Nähe der Talwasserscheide und im Äußeren Weißenbachtal für fluvioglaziale Schotter

aus und ordnete sie einem bühlstadialen Halt des Trauntaleises in den Weißenbachtälern zu. Für das Gebiet der Stehrer- und Ascherau kann an dieser Auffassung nicht festgehalten werden, da es sich um rein fluviatile Aufschüttungen der Höllengebirgs- und Leonsbergbäche handelt. Zu untersuchen bleibt noch die Frage, wodurch diese mächtigen Schuttmassen gestaut wurden, da diese knapp östlich des unteren Höllbaches im Niveau der Ascherau abbrechen und längs des Mitterweißenbaches, im Gegensatz zu den anderen Nebenflüssen der Traun, die Reste einer von der Erosionsbasis des spätglazial verschütteten Trauntales abhängigen, 20 bis 30 m mächtigen Verschüttung zu fehlen scheinen.

┌ Nach dem Abschmelzen des Gletschers zwischen Hauseck und Ofeneck und dessen Auflösung in einzelne Eislappen, die im Hintergrund des Rehstatt- und Höllbachgrabens neuerlich eine stationäre Lage bezogen, dehnte sich im Gebiet der Zwischenbachalm und den Endmoränen im Höllbachtal ein See aus. In diesem setzte sich der Moränenschlamm der Gletscherbäche als prachtvoll gebänderte (Jahresschichten!) Tone ab, welche unmittelbar vor dem Kriege als sogenannte Bergkreide abgebaut wurden. Ohne jeden Übergang werden die zirka 23 m mächtigen Seetone bei zirka 600 m (Höhe geschätzt nach der Karte 1:25.000) von einer etwa 10 m mächtigen Geröldecke überfahren (Abb. 6). Die im allgemeinen nur schlecht erkennbaren Schrammen der mäßig gerundeten, über dem undurchlässigen Liegenden mehr oder weniger stark verkitteten Wettersteinkalkschotter kennzeichnen diese als fluvioglaziale Ablagerungen, die einem Rückzugsstadium der Höllengebirgsvereisung angehören (Geyer kartierte sie irrtümlich als Niederterrasenschotter). Sie ziehen, bei der Zwischenbachalm horizontal gelagert, als allmählich ansteigende Terrasse in den Rehstattgraben hinein, wo sie mit Moränen der stadialen Höllengebirgsgletscher in Kontakt treten. Ebenso sind Reste der Schotter, die von den Gletscherenden talaus wuchsen, im Höllbachtal, am linken Hang südöstlich der Zwischenbachalm und etwas oberhalb der Einmündung des Spitzalpengrabens zu beobachten.

Analog zu den Vorgängen im Trauntal hat die Dürre Pölitz an ihrem linken Ufer, unterhalb der Pölitzalm, insgesamt fünf niedrigere Terrassen in die Lockermassen der Stehrerau eingeschnitten, denen ebenso viele Felsterrassen auf dem gegenüberliegenden Ufer entsprechen. Die beiden obersten streichen mit Unterbrechungen in den Tratten- und Bärenlochgraben hinein. In fünfmaligem Wechsel von Tiefenerosion und Aufschüttung zerstörte auch der Höllbach die Akkumulationsfläche der Ascherau. Zuzufolge der beträchtlichen, aus den Lokalmoränen stammenden Geschiebelast, die dem wasserreichen Bache zur Verfügung standen, wuchsen dessen Schwemmkegel hoch an und drängten die Dürre Pölitz an den Hangfuß des Loskogels. Der aus dem Zusammenfluß der beiden Bäche resultierende Mitterweißenbach geriet deshalb bei der Tiefennagung in den Fels und sägte eine etwa 12 m tiefe Klamm ein. Niedere Fels- oder Schotterterrassen begleiten auch den Mitterweißenbach in wechselnder Zahl und Ausdehnung bis an dessen Ausmündung.

Zusammenfassung.

Im Trauntal ist die Frage der Ausdehnung des Traunsees bzw. der zeitlich verschiedenen Existenz mehrerer Talseen auf der Strecke von Gmunden bis Laufen im ausgehenden Eiszeitalter von einigem Interesse. A. Penck sprach sich für eine Deutung der Verhältnisse im letzteren Sinne aus und trat für einen etwa 20 m höher spiegelnden Traunsee (gegenwärtige Spiegelhöhe 422 m) und einen selbständigen See bei Mitterweißenbach und um Ischl, in der Höhe der dort erhaltenen höchsten Terrasse, ein. Als Trennungswall nahm Penck die Endmoränen des Traunbühlgletschers an, für welche sich allerdings keine Belege erbringen ließen. Nach Götzing er hingegen erstreckte sich der Traunsee während seines höchsten Standes, den er bei 470 bis 480 m annahm, bis etwas über Mitterweißenbach hinaus. Bei Ischl dehnten sich im Spätglazial einige kleinere Seen aus, von welchen jener südlich des Siriuskogels u. a. auch durch einen Aufschluß in der höchsten Schotterterrasse östlich der Traun, gegenüber dem Schloß Engleiten, bezeugt wird. In diesem gehen bei 483 m horizontale Flußschotter in etwa 15° nordfallende Deltaschichten über. Die Oberfläche der Terrasse, die ich mit der obersten bei Mitterweißenbach verbinden möchte, liegt bei zirka 490 m. Die genau bestimmbare Spiegelhöhe dieses Sees stimmt gut mit der diesbezüglich von Götzing er an anderen Stellen gewonnenen Werten (480 bis 485 m) überein⁵⁾ (S. 651).

Zur Bestimmung der Spiegelhöhe des Traunsees stützte sich Götzing er nicht nur auf einschlägige geologische und morphologische Beobachtungen an den Seeinschüttungen, sondern zog auch eine Reihe von Trockentälchen, welche den inneren der beiden würmeiszeitlichen Endmoränenwälle bei Gmunden in verschiedenen Höhen durchstoßen und über dem See in der Luft austreichen, zur Beweisführung heran (a. a. O. S. 646). Er sah diese in der Mehrzahl als funktionslos gewordene Kerben der Abflüsse des sich ruckartig tiefer spannenden Traunsees an. Troll¹²⁾ (S. 263) hingegen fand die von ihm zuerst im Vorland der bayrischen Alpen gemachten Erfahrungen über die Formenentwicklung der jungglazialen Schotterfluren auch am Nordrande des Traunzungenbeckens bestätigt und ordnete die erwähnten Einschnitte jenen Bächen zu, welche dem zurückweichenden Ende des hocheiszeitlichen Gletschers entströmten. Die Urtraun sei schon bis auf 460 m eingetieft gewesen, als das Eis noch das ganze Zungenbecken bis zum inneren Moränenwall besetzt hielt. Lediglich für einen Seestand von 440 m läßt sich nach Troll bei Gmunden der Nachweis erbringen.

Sichere Schlüsse auf einen spätglazialen Traunsee-Hochstand lassen sich jedenfalls aus stratigraphischen Befunden gewinnen. Die einwandfrei feststellbare obere Grenze von Deltabildungen geht aber rund um den Traunsee nirgends über die Höhe von 450 m hinaus. Sie kann aus den Aufschlüssen am Mühlbach (nordwestlich von Traunkirchen), an der Ausmündung des Rindbachtals und in der Terrasse südöstlich von Roith unmittelbar abgeleitet werden. Oberhalb der Schwemmkegel des Frauenweißenbaches fehlen dagegen, wie bereits Götzing er⁷⁾ (S. 347) betonte, Spuren lakustriner Ab-

lagerungen. Solche wären aber für eine Gleichschaltung eines höheren Traunsees mit jenem von Mitterweißenbach nötig.

Die beiden Talseen wurden durch die Lockermassen getrennt, welche in Form massiger Schwemmkegel von den Gräben und Bächen der Trauntalgehänge, insbesondere der Hohen Schrott, in dem vom Eis frei gewordenen Talgrund geschüttet wurden. An Material hiezu war kein Mangel, da außer den vom Traungletscher in die Nebentäler eingelagerten Moränen noch große Mengen von lokalem Schutt vorhanden waren, bzw. auch nach dem Zerfall der Großvergletscherung weiterhin gebildet wurde. Bekanntlich neigt besonders der Hauptdolomit, der die Flanken des Trauntales zwischen Ebensee und Ischl vorwiegend zusammensetzt, zufolge der starken Durchsetzung mit feinsten Klüften zur Zerbröckelung in eckigen Grus. Vielfach ist jener oberflächlich so mürbe, daß er unter den Händen zersplittert. Um ein Vielfaches erfolgreicher als heute muß aber die Verwitterung an den über dem Eise aufragenden Talhängen bzw. nach deren Freigabe durch dasselbe gearbeitet haben, zumal diese vegetationslos waren und auch im ausgehenden Eiszeitalter mit ihren höchsten Teilen noch in nivales Klima hineinragten. So gingen die Schuttmassen in den Gräben der Hohen Schrott und, analog zu diesen, in den südlichen Quellbächen des Mitterweißenbaches aus der Umlagerung von eiszeitlichem Stauschutt hervor, zum vermutlich größeren Teil entstammen sie aber dem Spätglazial. Ihre Aufbereitung erfolgte vornehmlich hoch in den Wänden, in den Verästelungen der Wildbachtrichter. Die Ausmaße der Talverschüttungen machen es wahrscheinlich, daß zur Bewältigung der Lockermassen größere Wassermengen vorhanden waren, als sie heute den oft recht schwachen Gerinnen zur Verfügung stehen. Dies mag darin eine Erklärung finden, daß in vielen Fällen die Traunzuflüsse durch Bäche gespeist wurden, welche den Stadialgletschern des Höllen- oder Toten Gebirges entströmten bzw. im Wetterstein- oder Plattenkalk durch nur im Spätglazial fließende Karstquellen genährt wurden. Die einmaligen großen Schuttmengen und die zeitweilig erhöhte Transportkraft der kleineren Bäche machen es weiters verständlich, daß die Traun zunächst nicht imstande war ein gleichsinniges Gefälle herzustellen und es deshalb offenbar durch den ältesten Schwemmkegel des Kesselbaches zum Stau eines Sees bei Mitterweißenbach kam.

Die im einzelnen nicht zu denselben Zeitpunkten entstandenen kleinen Seen, welche das Bett des abschmelzenden Ferneises markierten, waren allgemein nur von kurzer Lebensdauer, da deren Verlandung, wie am rezenten Traunsee ersichtlich ist, rasche Fortschritte gemacht haben mußte. Über die Deltaablagerungen der erloschenen Gewässer schichtete die Traun — und mit dieser im Verein der Retten- und Ischlbach — ihre Schotter, welche bei Mitterweißenbach die Höhe von 470 bis 480 m erreichten.

Der für längere Zeit gleichbleibende Hochstand des Traunsees von 450 m war die Ursache für die Bildung weitverbreiteter Talverbauungen, welche als höchste Terrasse außer an den bereits genannten Stellen u. a. noch südlich von Kößlbach (innerhalb des Traunbogens), am östlichen Traunufer, gegenüber dem Schlachthaus von Ischl, oder beiderseits der Rettenbach-

mündung (mit aufgesetztem Schwemmkegel dieses Baches) zu verfolgen ist. Weiter trauntalaufwärts nimmt ihre relative Höhe ab und beträgt gegenüber dem Schloß Engleiten noch 16 m, nördlich von Laufen 13 m und gegenüber der Mündung des Weißenbaches bei Anzenau nur mehr 10 m.

Endlich ist die Anhäufung spät- und postglazialer Lockermassen im Trauntal und dessen Seitentälern, wie dies auch für andere Täler der Alpen (Inn-, Salzachtal) nachgewiesen wurde, nur als eine Wiederholung einer wenigstens ebenso mächtigen und ausgedehnten Talverschüttung im letzten Interglazial aufzufassen. Damals lag der Traunseespiegel sicher über dem Niveau von 450 m.

Literatur.

1. Penck, A. und Richter, E.: Führer zum internationalen Geologenkongreß. Wien 1903.
2. — und Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig 1909.
3. Götzing, G.: Führer für die Quartärexkursion in Österreich. 2 Bde. Wien 1936.
4. — Zur glazialgeologischen Analyse der Quartärablagerungen im Trauntalgebiete oberhalb von Gmunden. Anz. Ak. Wiss., math.-naturw. Kl., Wien, 74, 1937.
5. — Erloschene quartäre Seeniveaus im Trauntalgebiete. Int. Rev. d. ges. Hydrobiologie u. Hydrographie, 35, 1937.
6. — Weitere glazialgeologische Beobachtungen im Bereiche des eiszeitlichen Traungletschers. Anz. Ak. Wiss., math.-naturw. Kl., Wien, 78, 1941.
7. — und Hassinger, H.: Exkursion der INQUA durch das österreichische Alpenland usw., Strecke Wien—Salzburg. Verh. d. III. int. Quartär-Konferenz, Wien 1936.
8. Pia, J.: Geologische Studien im Hölleengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. Jb. Geol. R.-A., Wien 1912.
9. Geyer, G.: Über die Quartärverschiebung am Traunsee. Verh. Geol. R.-A., Wien 1917.
10. — Das Tote Gebirge. Z. D. Ö. A.-V. 1887.
11. Troll, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreise der deutschen Alpen. Forsch. z. dtsh. Landes- u. Volkskde., 24. Stuttgart 1926.
12. — Die große Exkursion durch die Ostalpen. Die III. int. Quartär-Konferenz usw. Z. f. Gl., XXV, 1937.
13. Klebelsberg, R.: Der turkestanische Gletschertypus. Z. f. Gl., XIV, 1925/26.
14. — Rückzugsstände der eiszeitlichen Gletscher in den Dolomitentälern. Z. dtsh. Geol. Ges., 79, 1927.
15. Fels, E.: Das Problem der Karbildung. Pet. Mitt., Erg.-H. Nr. 202, 1929.
16. Richter, E.: Die Gletscher Norwegens. G. Z., 1896.
17. Lichtenecker, N.: Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Verh. d. III. int. Quartär-Konferenz, Wien 1936.
18. Ampferer, O.: Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern. Die Eiszeit. Leipzig 1925.
19. Maull, O.: Geomorphologie. Enzyklopädie d. Erdkde., Leipzig u. Wien 1938.



Abb. 1. Der Eisdurchlaß des Klauslahnganges zwischen Elexen- und Segenbaumkogel auf der Südseite des Hölleengebirges. Die nach E schauende Wand ist höher und länger entwickelt als die gegenüber liegende. Auf den randlichen Plateauflächen sind alle Unebenheiten vom Eise weitgehend beseitigt worden.



Abb. 2. Die nahe der Trauntalsole gelegenen Endmoränen eines Lokalgletschers auf der SE-Seite des Hölleengebirges, westlich der Miesenbachmühle.



Abb. 3. Die durch die Traun und den Rindbach in raschem Fortschreiten begriffene Zuschüttung des südlichsten Traunsees bei Ebensee. Im Hintergrunde, beiderseits der Schlucht des Langbathbaches, die Reste der Altlandschaft auf dem Feuerkogel und die Schneide des Brenten Kogels und des Jägerecks.



Abb. 4. Verkittete Flußschotter einer interglazialen Talverbauung des unteren Rindbachtals an der Straße zwischen Hoisenwirt und Müllerköglgraben.

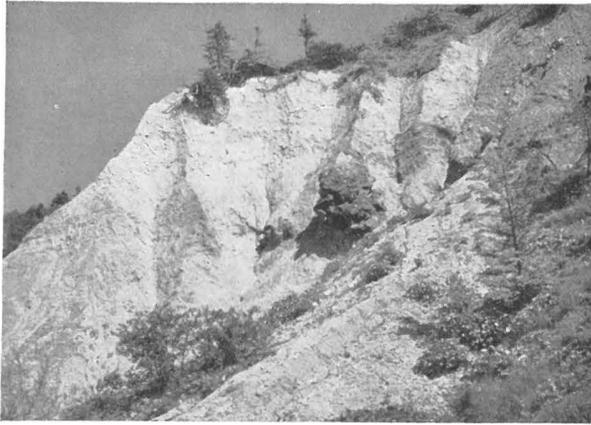


Abb. 5. Spätglaziale Lockermassen im Bärenlochgraben (Weissenbachtäler) mit interglazialer Dolomitgrusbrekzie.



Abb. 6. Seekreide und fluvio-glaziale Schotter im Gebiete der Zwischenbachalm und des Rehstattgrabens (Weissenbachtäler), die, von den stadialen Höllengebirgs-gletschern stammend, in einen spätglazialen See eingeschwemmt wurden.