

Abhandlungen
der Bayerischen Akademie der Wissenschaften

Mathematisch-naturwissenschaftliche Abteilung

Neue Folge. Heft 50

1941

Der Freibergsee bei Oberstdorf
und das Problem der glazialen Erosion
im Allgäu

von

Adolf Reissinger

München

Mit 7 Tafeln und 3 Textfiguren

Vorgelegt von Herrn F. Machatschek in der Sitzung vom 1. März 1941

München 1941

Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften

in Kommission bei der C. H. Beck'schen Verlagsbuchhandlung München

Druck der C. H. Beck'schen Buchdruckerei
in Nördlingen

INHALT

Einleitende Bemerkungen	5
A. Die Ausmessung des Freibergseekessels	5-10
I. Die Auslotung	5
II. Über die beste Art der Auslotung eines Sees vom Eise aus	6
III. Zum Felsgrund hinab. Das Profil der Schlammschicht	8
B. Die glaziale Erosion	10-33
I. Aus der Literatur über das Illerglazialgebiet	10
II. Die Landabtragung im Illergebiet seit dem Beginn des Eiszeitalters	12
III. Die „Übertiefung“. Der Seealpsee	17
IV. Die Interglazialzeiten	18
V. Das präglaziale Tal im Gebirg. Querprofil und Längsprofil	19
VI. Prüfung auf die Richtigkeit des Ergebnisses	21
VII. Weitere Nachprüfungen	22
VIII. Erklärung des Taltroges	23
IX. Kritische Bemerkungen und Literatur	28
X. Der Freibergsee	31
C. Die Bohrung B	33-43
I. Technisches	33
II. Die Zusammensetzung des Schlammes	34
III. Die Pollenanalyse	39
a) Über die Methode der Aufbereitung	40
b) Das Pollendiagramm	41
D. Interglaziales	44-46
Imberger Schieferkohle – Seetone von Krünn bei Mittenwald – Die Schotter von Steufzgen.	
E. Zeugnisse der Glazialerosion im Alpenvorland	47-68
I. Das Querprofil des Illertales in der Kemptener Gegend	47
II. Die altdiluviale Nagelfluh am Blender	48
III. Über die Ausgestaltung des heutigen Reliefs	49
IV. Moränen	50
Das Oberflächengefälle des Würmgletschers – Weitnautal, Palast – Wengener Tal – Konstanzer Tal, Ammerseestadium – Kürnacher Tal – Eschacher Tal – Stixner Tal und Jugendach.	
V. Sonstige glazialgeologische Erscheinungen	62
Das Westende des Hauchenbergs – Die Höhenschichtenkarte – Mindelmoränen und Rheineis – Zwischen Blender und Mariaberg – Der Bergabhang bei Eschach	
VI. Besondere Erosionswirkungen des Würmgletschers im Alpenvorland	67
Schlußbemerkungen	69
Schrifttum	70-72

EINLEITENDE BEMERKUNGEN

Die vorliegende Arbeit beabsichtigt, einen Beitrag zur Frage nach dem Ausmaß der glazialen Erosion zu liefern. Das Objekt, an welches die Untersuchung anknüpft, – der Kessel des Freibergsees – ist von so merkwürdiger und bedeutsamer Art, daß man wohl erwarten kann, mancherlei Aufschlüsse über das vielumstrittene Problem zu erhalten. Überdies liegt der See in einem sehr interessanten Glazialgebiet, so daß sich unwillkürlich Betrachtungen ergeben, welche die großen Fragen glazialgeologischer Forschung innig berühren.

In Verfolgung des den See betreffenden Zieles mußten natürlich die wahren ursprünglichen Dimensionen des Naturobjektes exakt festgestellt werden. Dazu halfen die Aufnahmen des Bayerischen topographischen Büros, über welche noch Genaueres zu berichten ist; ferner alle von mir an dem See durchgeführten praktischen Arbeiten, bei welchen ich mir die winterliche Eisdecke zunutze machte. Es waren Lotungen und andererseits Unterwasserbohrungen. Was die letzteren betrifft, so wurde die seit dem Schwinden des eiszeitlichen Gletschers abgesetzte Schlammschicht an 27 Stellen durchbohrt, und es wird einleuchten, daß dadurch dem genannten Zweck, nämlich der Feststellung der ursprünglichen Raumverhältnisse des Seekessels, auf das beste gedient war.

An zwei besonders ausgewählten Stellen habe ich, da die technischen Mittel zur Verfügung standen, beim Bohren genauer verfahren. Es wurden aus verschiedenen Tiefen des Schlammes Monolithe hervorgeholt, die über den Wechsel der Sedimentation Aufschluß erteilen konnten. Zugleich war die Möglichkeit zu pollenanalytischen Untersuchungen gegeben und es gelang auf Grund von solchen, über die postglaziale Seeentwicklung in Verbindung mit der Waldgeschichte ein Licht zu verbreiten. Da solche Ziele und Ergebnisse immer von Interesse sind, konnte das Bild, das von der Geschichte des Sees zu entwerfen war, in erwünschter Weise abgerundet und ergänzt werden. Ein Zusammenhang mit dem oben genannten Hauptthema besteht aber nicht. – Weitere Untersuchungen wurden interglazialen Schichten gewidmet; ein großer Teil schließlich dem links der Iller gelegenen Alpenvorland. Auch daraus konnte so manches gewonnen werden, was für die Frage der glazialen Erosion von Bedeutung ist.

A. DIE AUSMESSUNG DES FREIBERGSEEEKESSELS

I. Die Auslotung

Die Hilfsmittel, welche zur Auslotung des eisbedeckten Sees dienten, waren: Eine größere Busssole auf eisenfreiem Stativ, ein in cm eingeteiltes Stahlmeßband für die Horizontal- und Vertikalmessungen, ein Eisbohrer und eine Anzahl schwarzer Stecken. Das Lotungsnetz ist aus der Karte in Taf. III Fig. 9 zu ersehen. Die Fläche erscheint dabei in lauter Quadrate von 25 m Seitenlänge eingeteilt. Auch Zwischenlotungen wurden gemacht. Auf dem Eis kann das alles ebenso bequem wie exakt durchgeführt werden.

In drei Tagen mit 115, 142 und 84 Lotungen war die Arbeit vollendet. Die Schnittpunkte der Isobathen mit den beiden Systemen von aufeinander senkrecht stehenden Profillinien wurden alle durch graphische Interpolation auf Millimeterpapier bestimmt.

Der Freibergsee hat keinen Oberflächenabfluß, sondern füllt nur den Boden eines Kessels. Der (sichtbare) Zufluß ist äußerst unbedeutend, der Abfluß unbekannt. Nach gütiger Mitteilung von Herrn Baron von Carben, der am See selbst wohnt, ist der Wasserstand im Sommer mindestens 1,20 m, manchmal 2,20 m, sogar 3 m höher als im Winter. Bei der Seegrundkarte auf Taf. III (Fig. 7) mußte hinsichtlich der Höhe des Wasserspiegels natürlich eine bestimmte Annahme gemacht werden. Da aber keine methodisch einwandfreien Feststellungen über die Wasserstandsverhältnisse vorliegen, kann jener angenommene, der Karte zugrunde gelegte Wasserstand auch nicht näher definiert werden. Doch glaube ich sagen zu können, daß er etwa 50 cm höher ist als der anzunehmende normale Stand im Sommer.

Die Fläche des Sees wurde zu 0,192 qkm, der Rauminhalt zu 2,17 Millionen cbm berechnet.

Als ich zum Zwecke der Unterwasserbohrungen neuerdings an dem mit Eis bedeckten See (Februar 1939) weilte, wollte es mich bedünken, als ob der Untergrund erheblich unregelmäßiger sei, als die Ausarbeitung der Karte ergeben hatte. Es stiegen mir Bedenken auf, ob nicht das Bild ein wesentlich anderes geworden wäre, wenn ich die Seite des Quadrats, welches das Lotungsnetz bestimmte, statt 25 m (s. o.) etwa gleich 20 oder 15 m gewählt hätte. Auch um der zu messenden Schlammstichtiefen willen wollte oder mußte ich Klarheit hierüber erhalten. So entschloß ich mich, nachdem schon einige Bohrungen gemacht waren, die Frage durch Anlegung eines sehr genauen Profils radikal zur Entscheidung zu bringen. Längs der in der Mitte bei O etwas gebrochenen, in der Lotungskarte (Taf. III Fig. 9) eingetragenen Linie (TOR) wurde mit dem Stahlmeßband nach je 2,50 m gelotet, eine Arbeit, die zwei Tage in Anspruch nahm. Es ergab sich, daß längs der ganzen Linie ein in sehr hohem Maße ausgeglichener Untergrund vorhanden ist. Der Leser kann sich davon an Hand des Profils Taf. III Fig. 10, worin alle Messungen eingetragen sind, überzeugen. Man sieht hier den Durchschnitt durch die Wasserschicht ohne Überhöhung genauestens dargestellt; auch von dem Abstand der Lotungen, die alle vermerkt sind, erhält man eine Vorstellung. – Daß ich zum Zweck der Auslotung als Seitenlänge des Quadrats im Lotungsnetz 25 m gewählt hatte, erhielt also durch die genannte Untersuchung eine nachträgliche Rechtfertigung, und man darf die Karte des Untergrundes wirklich als weitgehend genau und zutreffend hinnehmen.

II. Über die beste Art der Auslotung eines Sees vom Eise aus

Da die Auslotung vom Eise aus so überaus große Vorzüge an sich hat – ich nenne vor allem die zuverlässige Ortsbestimmung der Lotungspunkte und die sehr wichtige gleichmäßige Verteilung derselben –, verlohnt es sich wohl, bei diesem Thema noch etwas zu verweilen. Ich möchte ein Verfahren mitteilen, das bei großen wie bei kleinen Seen in gleichem Maße als das einfachste empfohlen werden kann. Zur Erläuterung soll beifolgende Textfigur dienen, woselbst der Umriß eines beliebigen Sees angenommen ist

und die Aufgabe erörtert werden soll, wie man auf der Eisdecke die Punkte des projizierten Lotungsnetzes mit dem geringsten Aufwand von Mühe bestimmen kann.

Bekanntlich ist eine Gerade durch zwei feste Punkte bestimmt. Denkt man sich nun, man sei selbst ein dritter beweglicher Punkt und habe die Aufgabe, sich in diese Gerade zu begeben, so ist diese Forderung nicht so leicht zu erfüllen, falls man sich zwischen den zwei Punkten, doch sehr leicht und genau, falls man sich außerhalb derselben befindet. Im letzteren Fall braucht man nur aus der Ferne rückwärts blickend die beiden Punkte zur Deckung zu bringen. Unter diesem Gesichtspunkt sind die verschiedenen Möglichkeiten der Ortsbestimmung auf dem Eise zu betrachten. Die mitzuteilende Methode ist diejenige, welche sich ganz allein und ausschließlich auf den letzteren Fall gründet.

Es sei, entsprechend der Darstellung in nebenstehender Zeichnung angenommen, daß inmitten einer Seefläche auf dem Eise ein Quadrat $a_1 a_2 b_1 b_2$ genau bestimmt und durch vier senkrecht eingesteckte schwarze Stecken markiert sei. Die Seite desselben ist etwa gleich 100 m gedacht. Dann wird man zunächst das durch $a_1 a_2$ bestimmte Profil ent-

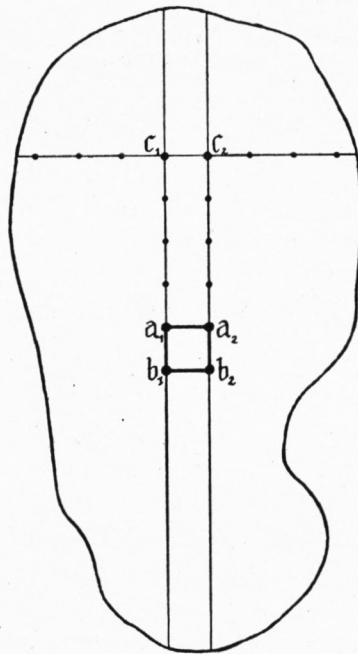


Abb. 1. Die einfachste Art, vom Eise aus einen See auszuloten

sprechend den oben genannten Prinzipien durchloten, nach beiden Seiten hin mit je 100 m Abstand der Lotungspunkte. In gleicher Weise auch Profil $b_1 b_2$. Außer den vier festen Stecken hat man noch zwei weitere in Verwendung, c_1 und c_2 . Man mißt nun in Richtung von b_1 nach a_1 über a_1 hinaus 100 m weiter, bohrt mit dem Eisbohrer ein Loch und errichtet darin den Stecken c_1 . Ebenso in der Richtung von b_2 nach a_2 über a_2 hinaus in 100 m Entfernung Stecken c_2 . Jetzt wird das Profil $c_1 c_2$ nach beiden Seiten hin durchgelotet in gleicher Weise wie $a_1 a_2$ und $b_1 b_2$. Nun geht man in der alten Richtung wieder 100 m

weiter und verpflanzt die Stecken c_1 und c_2 in die nächsten Bohrlöcher. Dies ergibt ein neues Profil, das sich den anderen anreihet. Indem man so fortfährt, d. h. in dem Produkt $n \cdot 100$ der Zahl n nacheinander die Werte 1, 2, 3, 4, 5 . . . , sodann -1, -2, -3, -4, -5 . . . beilegt, überdeckt sich die ganze Seefläche mit lauter Quadraten, die zusammen das Lotungsnetz darstellen. Natürlich kann man auch ein Rechteck an Stelle von $a_1 \ b_1 \ b_2 \ a_2$ als Grundlage nehmen.

Für Arbeiten auf größeren Flächen wäre es wohl günstig, nicht einfache Stecken zu verwenden, sondern schmale schwarze Bretter, die oben in Augenhöhe nach Art der Diopter eingerichtet sind. Man kann dann, bewaffnet etwa mit einem Prismenfeldstecher, auf kilometerweite Entfernung mit wunderbarer Genauigkeit Richtungen festlegen. Bei kleinen Seen gestaltet sich vieles einfacher. Jedenfalls kommt man hier wie dort mit 6 Stecken oder Merkzeichen aus. – Bei meinen Arbeiten auf dem Chiemsee im Februar 1929 habe ich einen rechteckigen Bereich von $9\frac{1}{2}$ qkm Inhalt mit 1018 Lotungen inmitten der eisbedeckten Fläche ausgelotet. Ich wäre aber, da ich nach einer anderen Methode verfuhr, in Verlegenheit geraten, wenn das Ufergelände zum Teil in den Bereich hereingespielt hätte. Bei dem oben mitgeteilten Verfahren aber kann so etwas niemals eine Einschränkung oder Behinderung in der Auslotung bedeuten. Auch das ist einer der Vorzüge dieser Methode.

Über sonstige praktisch nützliche Dinge beim Arbeiten auf dem Eise habe ich in meinen früheren Arbeiten (über den Niedersonthofener See, den Chiemsee, die Illerseen, den Schwarzen See im Böhmer Wald) mancherlei Erfahrungen mitgeteilt und ich kann wohl auf sie verweisen.

III. Zum Felsgrund hinab. Das Profil der Schlammschicht

Aus der Seegrundkarte Taf. III Fig. 7 ist zu entnehmen, daß im Freibergsee drei Tiefenpartien vorhanden sind, welche an ihren tiefsten Stellen 24,2 m, 20,5 m und 15,5 m messen. Es wird nun von Interesse sein, zu erfahren, wie stark die Schlammbedeckung auf diesen Teilen des Seegrundes sein mag. Inmitten des im Osten gelegenen tiefsten Grundes maß ich 11,4 m Schlammtiefe (Stelle A). So viel ist hier seit dem Schwinden des diluvialen Eises abgelagert worden. Auf dem im Westen gelegenen weniger tiefen, doch beträchtlich ausgedehnteren Grund wurden 6,7 m gemessen (Stelle B); auf dem im Südosten gelegenen Teil 5,1 m.

Von Interesse mag auch sein, daß die Schlammtiefe auf der obersten Fläche der großen mittleren inselartigen Erhebung 1,4 m oder weniger beträgt.

Diese Feststellungen konnten vermitteltst eines von mir konstruierten Unterwasserbohrgerätes, das ich schon an anderen Seen, besonders dem Starnberger See und dem Großen Plöner See erprobt hatte, gemacht werden. Seine Einrichtung und Handhabung wurde in einer Abhandlung der „Internationalen Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie“, Band 33, Heft 1–2 näher dargelegt. Die besonderen Verhältnisse auf dem eisbedeckten, weniger tiefen Freibergsee gestatteten übrigens in zweifacher Hinsicht – die Schwimmbojen und der Suchapparat konnten entbehrt werden – einfacher zu verfahren, als dort beschrieben wurde. Unten am Bohrgestänge war der eigentliche Bohrer befestigt. Handelt es sich hauptsächlich nur darum, eine Schlammschicht zu durchdringen, so

leistet der auf Taf. III Fig. 3 abgebildete Bohrer, den ich als „Douglas-Hülsenbohrer“ bezeichnen möchte, vorzügliche Dienste. Er hat eine bedeutende vorwärtsdringende Kraft, die sich besonders auch in schwierigen sandreichen Schichten bewährt. Auch bringt er, da sich die schützende Hülse beim Hochziehen vorwärts schiebt, von den untersten Lagen Probematerial herauf.

Außer den oben genannten Bohrungen habe ich noch 23 durchgeführt. Anfangs wollte ich die Bohrstellen irgendwie auf dem Grunde verteilt auswählen; doch entschloß ich mich bald, sie in das oben beschriebene, für mich aufschlußreiche Profil TOR einzuordnen. Man konnte hoffen, auf diese Weise bessere Einblicke in die Gesetze der Schlammbedeckung zu erhalten. So wurden längs TOR im ganzen 22 Bohrungen ausgeführt, welche in der Seegrundkarte (Fig. 7) eingetragen zu sehen sind. Auch in der Darstellung des Profils (Fig. 10) wurden diese Bohrungen, ihr Abstand und ihre Tiefe, bei gleichem Maßstab von Länge und Höhe eingetragen, so daß ein naturgetreues Bild von dem Durchschnitt der Schlammsschicht längs TOR entstand, im Zusammenhang mit dem Wasser des Sees und den Höhen der Umwallung. Für die außerhalb des Profils durchgeführten Bohrungen sind die Schlammstiefen in der Seegrundkarte durch beige-schriebene Zahlen festgelegt.

Das Bild, welches das Profil darbietet, spricht für sich selbst. Daß die Schlammbedeckung eine ausgleichende Wirkung auf den ehemals schärfer profilierten Untergrund ausübt, kann nicht überraschen und tritt an manchen Stellen auffallend hervor. Auch ist nicht zu bezweifeln, daß der Schlamm an manchen Abhängen herabgewandert ist. Im allgemeinen aber hat sich der Vorgang der Schlammablagerung sicher sehr ungestört abgespielt. In vollendetem Maße ist das bei der uns später beschäftigenden Bohrstelle B der Fall gewesen.

Eine wichtige Frage ist noch zu erörtern: Wie ist das Verhältnis des Seeschlammes zu dem Felsboden? Ist vielleicht Bänderton, steinhaltige Tonschicht oder Grundmoräne dazwischengelagert? Nach den Beobachtungen bei etwa 30 ausgeführten Bohrungen muß ich mit Wahrscheinlichkeit, obwohl Steine ziemlich oft am Grund oder nahe demselben vorhanden waren, Moräne also wohl mit hereinspielte, feststellen, daß im allgemeinen echter Seeschlamm unmittelbar auf dem gewachsenen Felsboden (Flysch) aufruhend zu denken ist. Das Bohren hörte zumeist plötzlich auf; wollte man doch noch vorwärts dringen, so ging das Drehen zwar völlig leicht vor sich, aber man kam keinen Millimeter mehr weiter. Vorweg muß ich nehmen, daß bei B der Schlamm 2 dm über dem Flysch pollenanalytisch noch ein ganz normales Bild darbot (Pinus, Betula, Salix, annähernd ein Dutzend Kräuter).

Die Kenntnis der Schlammstiefen machte es auch möglich, den Kessel des Freibergsees in seiner wahren ursprünglichen Gestalt darzustellen, ohne Wasser und ohne Schlamm (Fig. 8 Taf. III). Es wurde zu diesem Zweck eine Reihe von Profilen nach verschiedenen Richtungen hin konstruiert als Unterlage für die Höhengschichtenkarte. Die Darstellung der Seeumgebung geht zurück auf die topographische Originalaufnahme, das Innere des Kessels auf meine Lotungen und Bohrungen.

Vielleicht sind noch folgende das Seebecken betreffende Angaben von Interesse: Der Rauminhalt des Schlammes berechnet sich zu 0,73 Millionen cbm; das ist fast genau der dritte Teil des heutigen Wasserinhaltes. Man kann also sagen, daß der See bis zu ein Viertel verschlammt ist. – Könnte der Kessel sich bis zum Überlaufen füllen, so würde der

Spiegel des Sees 958 m Meereshöhe, zugleich eine Fläche von 0,334 qkm haben. Die tiefste Stelle (siehe die Karte Taf. III Fig. 8) hätte die Meereshöhe 894 m. Ein so gedachter See hätte 9,9 Millionen cbm Inhalt und 64 m größte Tiefe. Dies wäre ein Drittel der Tiefe des Walchensees.

B. DIE GLAZIALE EROSION

I. Aus der Literatur über das Illerglazialgebiet

In einer Abhandlung von Dr. E. Fels: „Die bayerische Seenforschung“ (Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1924) kann man in betreff der Entstehung von Seewannen die interessante historische Notiz lesen: „Die moderne Eiszeitforschung kommt ja ganz allgemein immer mehr davon ab, dem Eise so bedeutende Wirkungen zuzuschreiben.“ Dieser modernen Richtung scheinen zumeist diejenigen anzugehören, welche sich über das Illertal und das Allgäuvorland, seine Entstehung und Herausbildung wissenschaftlich geäußert haben.

So schreibt z. B. Ludwig Simon in einer Arbeit über die bayerischen Seen: „Überall tritt im Allgäuvorland die voreiszeitliche Bodenplastik hervor. Die Härteunterschiede der einzelnen Schichten, die tektonische Zerlegung in Mulden und Sättel schaffen reichliche Vorbedingungen zu Beckenbildungen in Form von Talerweiterungen. Als nun über dieses wellige Gelände sich der Illergletscher lagerte, mußte sich die Unebenheit der Auflagerungsfläche in einer reichlichen Zerspaltung des Gletschers geltend machen. Bei seiner geringen Mächtigkeit konnten wohl auch die Schmelzwasser leicht auf den Grund gelangen und dort die schärfere Ausprägung der Becken durch glaziale Erosion unterstützen.“ Was die „geringe Mächtigkeit“ betrifft, so ist zu bemerken, daß sie z. B. zwischen Immenstadt und dem Niedersonthofener See immerhin nahezu 500 m betrug. Kann ein solcher Gletscher ohne weiteres durch eine wellige Unterlage eine reichliche Zerspaltung erfahren? Gehen die Gletscherspalten 500 m weit hinab? Sollte das Eis selbst, indem es über Felsuntergrund hinweggleitet, nicht auch erodieren können, zumal wenn es dabei unter ungeheurem Druck steht und wenn Gesteinsmaterial als Schleifmittel sich dazwischen befindet? Jedenfalls geht das Urteil Simons dahin, daß seit dem Beginn der Günzeiszeit das präglaziale Relief im wesentlichen unverändert geblieben ist. – Bei dieser Gelegenheit möchte ich bemerken, daß in allen folgenden Ausführungen, schon wegen der Vereinfachung der Betrachtung, die Penck'sche Einteilung des Eiszeitalters vorausgesetzt wird. Es soll damit keineswegs gesagt sein, daß nicht eventuell Ergänzungen oder Berichtigungen diesem System angefügt werden könnten oder müßten. – Arnold Heim weist in seiner Schrift: „Zur Geologie des Grüntens im Allgäu“ darauf hin, daß die auffallende Nagelfluhrippe von Immenstadt-Buchwald, die sich quer durch das Illertal lagert (J. Müller nennt sie die Kreiderippe von Greggenhofen, wobei offenbar Kreide verkehrt statt Molasse geschrieben ist), vom Illergletscher nicht einmal glattgeschliffen, geschweige denn beseitigt worden sei. Er nimmt dies als Beweis für die Richtigkeit seines Standpunktes, daß eine Gletschererosion zu verneinen sei. – Auch Helmut Gams (Innsbruck) ist Anhänger der „modernen Eiszeitforschung“. So macht er in seiner Schrift

über „Postglaziale Klimaänderungen“ die erstaunliche Bemerkung, daß der Rheingletscher bei der Bildung des Bodenseebeckens einen „sehr geringen“ Anteil gehabt habe. Im gleichen Sinn ist es zu verstehen, daß er bei einer Besprechung meiner Arbeit „Untersuchungen über den Niedersonthofener See im bayerischen Allgäu“ (Innsbruck 1930. Verlag des D. u. Ö. Alpenvereins) zu bemerken glaubte, ich hätte die Anschauungen Albert Heims, des bekannten Gegners der Glazialerosion, zu wenig oder gar nicht berücksichtigt. – Über die morphologische Entwicklung des Allgäuer Glazialgebietes habe ich in der soeben genannten Schrift selbst auch meine Ansichten dargelegt. Mit ausführlicher Begründung brachte ich daselbst die Überzeugung zum Ausdruck, daß die Erdoberfläche über jenem See zu Beginn der Diluvialzeit ungefähr 300 m höher gewesen sein müsse als heute.

Noch eine auf das Allgäu sich beziehende Arbeit ist zu besprechen, die eine merkwürdige Zwischenstellung einnimmt: „Die diluviale Vergletscherung und Übertiefung im Lech- und Illergebiet“ von Joseph Müller, Jahrbuch der Kgl. Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin, 1917. Hier wird auf Grund der Erkenntnisse über den Formenschatz in Glazialgebieten (Kare, Kartreppen, Taltrog, Trogrand, Trogschulter, Trogschluß, Trogplatte, Hängetäler, Talübertiefung, Seenphänomen) einesteils eine sehr bedeutende Glazialerosion zugegeben, in anderer Hinsicht wieder in auffallender Weise verneint. An Hand der nebenstehenden Skizze kann das wohl am besten klargestellt werden. Sie

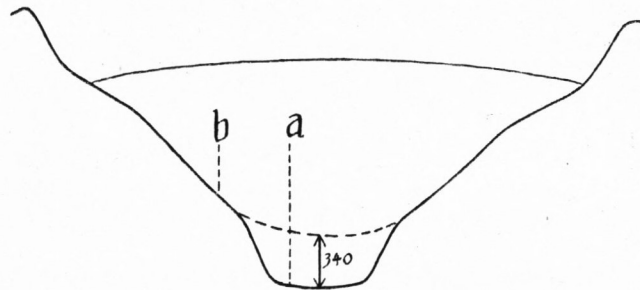


Abb. 2. Typus eines Schultertrogtales

zeigt in etwas schematisierter Weise den Querschnitt irgendeines höheren Alpentaales, wie etwa des Rappentaltales, von dem Müller ein Querprofil zeichnete und bei welchem er (in seinem Sinne verstanden) eine „Übertiefung“ von 340 m feststellte. Man sieht die Gletscheroberfläche und in der Mitte des Talgrundes den glazialen Trog mit den Trogschultern, tief unter der oberen Gletschergrenze. Müllers Auffassung geht nun dahin, daß bei a eine glaziale Erosion von 340 m Tiefe bewirkt wurde, auf der anderen Seite der Trogkante, bei b und von da den Talabhang hinauf – seit Beginn der Günzeiszeit! – annähernd keine Erosion. Die Trogschultern sind bei Müller das Präglaziale. Wir haben es hier mit einer Grundvoraussetzung der genannten Arbeit zu tun; alle ihre Ergebnisse beruhen darauf und es ist klar, daß wir uns mit dieser Auffassung noch ganz gründlich auseinanderzusetzen haben.

II. Die Landabtragung im Illerglazialgebiet seit dem Beginn des Eiszeitalters

Zur Klärung der geradezu grotesk anmutenden gegensätzlichen Meinungen wird es gut sein, auf einfache große, längst bekannte Tatsachen, welche das Eiszeitphänomen betreffen, zurückzugreifen. Im Illergebiet, nordwärts zur Donau hinab, lagert sich über den tertiären Untergrund in besonders schöner Entwicklung der ältere Deckenschotter. Er möge dahin zurückversetzt gedacht werden, woher er gekommen ist, in das Erosionsgebiet des einstmaligen Gletschers. Hieran können Schlußfolgerungen geknüpft und Rechnungen angereiht werden, was nichts anderes bedeutet, als daß man bekannte Dinge zu Wort kommen läßt. – Bei Schrattenbach (12 km nördlich von Kempten), wo der Deckenschotter nach Westen hin jäh abbricht, können die ihn betreffenden Verhältnisse besonders gut studiert werden. Die Meereshöhe seiner tertiären Unterlage ist in einer daselbst gerade aufwärts führenden Rinne leicht festzustellen, nämlich gleich 800 m, seine Mächtigkeit zu 50 m. Das alles findet sich in dem schönen Profil von Penck („Die Alpen im Eiszeitalter“, I. Band, Taf. I, Prof. 1) maßstäblich richtig zum Ausdruck gebracht. Drüben jenseits der Iller (südöstlich der Kronburg) ragt der „Hohe Rain“ empor, der zuoberst ein kleines aber wundervoll ausgeprägtes Reststück der ehemaligen Decke trägt. Welch gewaltige Zerstörung hat da ringsum stattgefunden! Gleichwohl ist die Schotterdecke leicht zu rekonstruieren. Ihre ehemaligen Gefällsverhältnisse können, bis zur Donau hinab, dem Kärtchen S. 51 Fig. 7 des soeben genannten Werkes von Penck entnommen werden; sie gestatten, den zum Illergletscher gehörigen Teil des ursprünglichen, noch nicht erodierten älteren Deckenschotters abzuschneiden.¹ Es ist das in Taf. V Fig. 5 geschehen. Das hier rekonstruierte Schotterfeld (F_1) ist im Westen fast genau von der heutigen Iller, im Osten von der Kamlach begrenzt. Die kräftig umrandete Fläche (F_3) im Süden ist das Erosionsgebiet; sie umfaßt außer dem im Gebirg gelegenen Teil auch das Vorland bis etwa nach Grönenbach (es wurden also ungefähr die dem Würmgletscher entsprechenden Verhältnisse angenommen). Außerdem sieht man noch eine Fläche (F_2) umgrenzt, welche dem besonders reichlich mit Moränen bedeckten Teil des ehemaligen Gletscherareals entspricht. Durch Planimetrierung ergibt sich:

$$F_1:F_2:F_3 = 95:23:73.$$

Bei der nun folgenden Rechnung möge der Leser, da die zu ermittelnde Endzahl doch ein sicheres Mindestergebnis sein soll, darauf achten, ob die zur Durchführung nötigen Annahmen wohlbegründet und besonders auch gemäßigt genannt werden können.

Unter Verwertung des Penckschen Profils, das die jeweilige Mächtigkeit maßstäblich darstellt (1 mm = 10 m), mußte zunächst eine Durchschnittshöhe des nicht erodiert zu denkenden Schotters festgelegt werden. Nach einem einfachen methodischen Verfahren ergab sich etwa 27 m. Doch wurde der Wert 24 m genommen. Die Zahl sagt aus, daß

¹ Ein anderer Anhaltspunkt als wie die Gefällsverhältnisse, welche Penck rekonstruiert hat, würden in einer schotteranalytischen Untersuchung gegeben sein. Man könnte auf Grund dieser Methode einen Querschnitt durch das Gebiet des älteren Deckenschotters legen und so die Zugehörigkeit zu dem wenig in den Alpenkörper eingreifenden Illergebiet, die beiderseitigen Grenzen in der Westostrichtung festlegen.

der Schotter (bei gleichem Volumen) auf der ganzen Fläche 24 m hoch auflagernd gedacht werden kann.

Die diluvialen Schotter enthalten bekanntlich keine oder nur ganz untergeordnete Sandschichten, vielmehr bestehen sie aus sogenanntem Geschiebe, d. h. aus Geröllmassen mit dem die Räume zwischen den Rollsteinen ausfüllenden sandigen Material – jedenfalls einem porösen Gebilde. Denkt man sich mit Rücksicht auf die Porosität den ganzen Rauminhalt mit $\frac{85}{100}$ multipliziert, so wird man wohl das Volumen der entsprechenden geschlossenen Felsmasse (ohne die mit Luft oder Wasser gefüllten Räume) erhalten. Es genügt aber, da die Grundfläche dieselbe bleibt, einfach die Höhe zu multiplizieren:

$$24 \text{ m} \cdot 0,85 = 20,4 \text{ m}$$

d. h. 20,4 m beträgt die Höhe der äquivalenten Gesteinsschicht, welche F_1 aufgelagert zu denken ist.

Aber was auf der Fläche ehemals aufgeschüttet wurde, ist nicht die ganze Masse. Soviel auch von dem Geschiebe liegen geblieben ist, so wird doch ein Teil die damalige Donau erreicht haben und weiterhin verfrachtet worden sein. Ich nehme an, der 15. Teil. So lautet die Rechnung:

$$\begin{aligned} 20,4 \text{ m} : 15 &= 1,36 \text{ m} \\ 20,4 \text{ m} + 1,36 \text{ m} &= 21,76 \text{ m}.^1 \end{aligned}$$

Diese Höhe entspricht der gesamten Geschiebefracht der Günzeiszeit im Illergebiet.

Nach Erledigung der Geröllmassen wären die sog. Sinkstoffe zu erörtern, also alle feineren Bestandteile, die ein Fluß mit sich führt. Daß diese mineralischen Partikelchen der Größe nach relativ noch sehr verschieden zu denken sind, offenbart sich dann, wenn der Fluß in einen See mündet, wie etwa die aus den Alpen kommende Tiroler Ache in den Chiemsee. Ein Teil der Sinkstoffe setzt sich schon nahe beim Delta, sogar am Fuß der Böschung ab. Ein anderer kommt weit draußen auf dem Seegrund zur Ablagerung. Das übrige (beim Chiemsee ist es ungefähr ein Drittel der ganzen Sinkstoffmasse!) gelangt zum Abfluß und wird hinausgeschwemmt. Die Tiroler Ache hat für unseren Fall deshalb ein besonderes Interesse, weil an ihr genauere quantitative Untersuchungen über Geschiebefracht und Sinkstoffführung unternommen wurden. Es geschah dies in den Jahren 1909–1914 auf Veranlassung und Anordnung von Max Mayr, dem seinerzeitigen Vorstand des Straßen- und Flußbauamtes Traunstein. S. Kurzmann hat sie ausgewertet. (Vgl. die Schrift des letzteren: „Beobachtungen über Geschiebeführung“, München 1919.) Auch sonst wurden an Flüssen in neuerer Zeit Forschungen dieser Art, vielleicht noch genauere, angestellt. Doch scheinen mir die an der Tiroler Ache erzielten Ergebnisse für uns von besonderer Bedeutung zu sein, weil es sich da um einen Fluß handelt, der in weitgehendem Maße der Iller vergleichbar ist (Geschiebeführung, Nordfuß der Alpen, fast dieselben klimatischen Verhältnisse, mit dem Einzugsgebiet nicht eben weit in den

¹ Ich bin mir wohl bewußt, daß viele der Zahlen, die in diesen Rechnungen vorkommen, mit zu großer Genauigkeit angegeben sind, verfähre aber nach dem Prinzip, erst am Schlusse in angemessener Weise aufzurunden.

Alpenkörper eingreifend). Nach der genannten Abhandlung ist das Verhältnis der von der Tiroler Ache jährlich verfrachteten Geschiebemasse zu der in der gleichen Zeit mitgeführten Sinkstoffmenge ungefähr 1 : 1,44. Auch ist es nach den Ausführungen dortselbst unzweifelhaft, daß man den Anteil der Sinkstoffe früher weit unterschätzt hat. Noch in den achtziger Jahren wurden Verhältnisse wie 1 : 0,25 oder 1 : 0,33 statt des obigen angenommen und verwertet.

Ich werde für unseren Fall die Zahl 1,44 unverändert beibehalten. Kurzmann schreibt, indem er Untersuchungen anderer zum Vergleich heranzieht: „Es ist zu vermuten, daß die Sinkstoffführung der Tiroler Ache im allgemeinen nicht besonders groß ist.“ Auch ist um so weniger Anlaß vorhanden, von der genannten Zahl nach unten abzuweichen, als es sich hier im Fall des Deckenschotter um Gletscherströme handelt, die vermutlich immer trübe dahinflossen. Sind ja sogar, wie oben schon erwähnt, fast alle Sandbänke, die doch gewiß nicht mehr zu den Sinkstoffen gerechnet werden können, gegen das Meer hinabgeschwemmt worden. Die Rechnung lautet:

$$21,76 \text{ m} \cdot 1,44 = 31,4 \text{ m}.$$

So hoch wäre die den Sinkstoffen entsprechende Schicht vorzustellen, eine noch gewaltigere Masse als wie die des Deckenschotter selbst.

Die Flüsse führen bekanntlich auch in gelöster Form Gesteinsmaterial mitsich. Daß dieser Anteil im allgemeinen sehr bedeutsam ist, haben schon viele Untersuchungen dargestellt und es ist unzweifelhaft, daß dem Alpenkörper auf diese Art schon ungeheuer viel Material entführt worden ist. Von besonderem Interesse ist der Vergleich zwischen dem Gelösten und dem Suspendierten. Auch darüber wurden systematisch Forschungen angestellt, wie z. B. an der Donau oberhalb Wien und bei Budapest (vgl. Penck „Morphologie der Erdoberfläche“, I. Teil, S. 307). Es hat sich gewichtsmäßig ein entschiedenes Überwiegen der gelösten Stoffe im Verhältnis zu den schwebenden ergeben; das ist zu verstehen im Jahresdurchschnitt.

Der Schluß auf die Verhältnisse der diluvialen Schmelzwässer ist natürlich schwierig und die Unsicherheit des in die Rechnung Einzusetzenden aus vielerlei Erwägungen heraus sehr groß. Ich nehme an, daß der Anteil des Gelösten den 20. Teil der Masse des Schwebenden ausmachte. Daher:

$$31,4 \text{ m} : 20 = 1,57 \text{ m}.$$

Nun sind die drei erhaltenen Werte zu addieren:

Geschiebe:	21,76 m
Sinkstoffe:	31,4 m
Gelöstes:	<u>1,57 m</u>
	54,73 m.

Damit hätte man die feineren Bestandteile, die im Schwarzen Meer ruhen, gleichsam zurückgeholt und dem Deckenschotter hinzugefügt. Der Gesteinsmantel enthält nun alles von den Schmelzwässern aus dem Erosionsgebiet entführte Material.

Aber auch in dem inneren Gebiet wurde Gesteinsmaterial abgelagert: die Moränen.

Zum Zwecke der Massenbestimmung seien die Verhältnisse der Würmvergletscherung zugrunde gelegt. Denkt man sich F_2 mit einer Gesteinsschicht von 2 m überkleidet, so könnte das vielleicht der Masse aller Moränen entsprechen.

Nun ist das, was in den Bereichen F_1 und F_2 aufgelagert gedacht wurde, auf F_3 zu übertragen, zunächst natürlich wieder als gleichmäßig dicke Gesteinsschicht. Die sehr einfachen Rechnungen für beide Fälle sind:

$$1) \frac{F_1}{F_3} = \frac{95}{73} = 1,30$$

$$54,73 \text{ m} \cdot 1,30 = 71,15 \text{ m}$$

$$2) \frac{F_2}{F_3} = \frac{23}{73} = 0,315$$

$$2 \text{ m} \cdot 0,315 = 0,63 \text{ m.}$$

Die Werte sind zu addieren:

$$71,15 \text{ m} + 0,63 \text{ m} = 71,78 \text{ m.}$$

Dies bezieht sich auf F_3 und entspricht der Günzeiszeit.

Was die drei übrigen Eiszeiten (Mindel, Riß, Würm) betrifft, so ist im Interesse der Rechnung nur zu zeigen, daß sie nicht geringer einzuschätzen sind als die zeitlich erste. Man braucht dann nur, um einen sicheren Schluß zu ziehen, die zuletzt erhaltene Zahl mit 4 zu multiplizieren. Nach den 4 Schotterfeldern zu urteilen, könnte man vielleicht den Eindruck erhalten, daß die späteren Eiszeiten von geringerer Bedeutung oder Dauer gewesen sein könnten. Nimmt ja doch wegen der bekannten Einschachtelung immer das nächst jüngere Feld einen kleineren Raum ein. Aber nach den Ausführungen Pencks in dem Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“, Band I, S. 113–124 (Seitenerosion bei Akkumulation. Erschwerung der Seitenerosion infolge der Höhe des umgebenden Geländes. Unsymmetrische Entwicklung der Terrassen) kann kaum bezweifelt werden, daß die weite Ausdehnung der älteren Decken nicht nur durch die Zeitdauer ihrer Entstehung bedingt war, sondern auch durch besondere Verhältnisse, welche, wenn sie bei den jüngeren gegeben gewesen wären, dieselbe Erscheinung verursacht hätten. Es besteht also nicht der geringste Anlaß um der Schotterdecken willen z. B. die Mindeleiszeit geringer einzuschätzen als die Günzeiszeit. Die Moränen der letzteren sind offenbar nicht sonderlich weit vorgeschoben gewesen. Dagegen scheint die Mindeleiszeit nach der Ausdehnung der Moränenmassen zu schließen die größte von allen Vereisungen gewesen zu sein (vgl. Penck, das angeführte Werk; auch Knauer: „Die Mindeleiszeit, die Zeit größter diluvialer Vergletscherung in Süddeutschland“, 1938). Mit ihr rivalisiert bekanntlich die Rißeiszeit. Hinsichtlich der Würmeiszeit ist zu beachten, was Penck in dem genannten Werk S. 1163 schreibt. Er hebt ebensosehr die gewaltigen Schottermassen der Niederterrassen hervor (man denke an das Münchener Feld, auch an das Ennstal, wo diese Schotter weithin eine Mächtigkeit von 90 m aufweisen) wie das während des Maximums der Vereisung abgelagerte, zuweilen sehr bedeutende Moränenmaterial. In der von ihm entworfenen Klimakurve des Eiszeitalters (S. 1168) werden alle vier Eiszeiten (diese für sich ohne die Zwischen- und

Übergangszeiten) ungefähr gleich lange dauernd angenommen. Auch fällt es mir auf, daß Spitaler und Milankovitch, die bei ihrer Beurteilung von ganz anderen Dingen ausgingen, die vier Eiszeiten (ohne Interglazialzeiten) als nahezu gleich lange hinstellten, ausgenommen die Würmeiszeit, die bei Milankovitch mehr als doppelt so langdauernd angegeben wird. (Spitaler: 0,16; 0,18; 0,17; 0,18 Millionen. Milankovitch: 0,042; 0,040; 0,045; 0,094 Millionen Jahre.)

So scheint es wohl begründet, wenn man die zuletzt erhaltene Zahl vervierfacht. Alle drei jüngeren Eiszeiten sind nicht geringer, wahrscheinlich aber bedeutender gewesen als die Günzeiszeit.

$$71,78 \text{ m} \cdot 4 = 287 \text{ m}.$$

So hoch wäre die Gesteinsschicht über F_3 zu denken, entsprechend der von den vier Eiszeiten hervorgerufenen Erosionswirkung. Da der ältere Deckenschotter zur Grundlage für die Rechnung diente, diese gewaltige Aufschüttung aber im wesentlichen sicher als ein Werk des Gletschers in seiner vollen Entwicklung anzusehen ist, so wird auch die Zahl 287 im gleichen Sinne zu verstehen sein: Man hat in ihr die Erosionswirkung der vier diluvialen Vergletscherungen ohne die Zwischeneiszeiten und ohne die Übergangszeiten vor sich, ein Werk der Gletscher, während sie ihren Maximalstand hielten. Dies näher zu begründen, wird wohl nicht nötig sein.

Zu den der Rechnung zugrunde liegenden Annahmen habe ich noch folgendes zu bemerken:

1. Der Leser könnte vielleicht der Meinung sein, daß der Flächenbereich F_1 (siehe Taf. V. Fig. 5) zu breit angenommen sei. Der ehemalige Günzgletscher wird, wie er auch weniger weit nach Norden gegangen ist, vorne nicht in der Breite entwickelt gewesen sein wie der Würmgletscher, der sich zwischen Günzach und Kimratshofen ausdehnte. Doch kann man dagegen geltend machen, daß das gleiche auch von den beiderseits benachbarten Gletschern auszusagen ist. Dann werden sie sich alle hinsichtlich der aufzuschüttenden Schotterfelder in den vor ihnen sich darbietenden Raum zu teilen gehabt haben, gradeso, wie wenn sie alle die Breite der Würmvergletscherung gehabt hätten.

2. Wenn der Betrag 24 m noch zu groß gewählt sein sollte, so könnte der wahre Wert doch sicher nur um wenig von dieser Zahl nach unten hin abweichen.

3. Es ist sehr zu vermuten, daß die wichtige Größe 1,44 für den vorliegenden Fall um ein Beträchtliches zu klein gewählt ist.

Eine Abänderung im Falle 3 würde aber, indem sie das Schlußergebnis vergrößert, den Abänderungen bei 1 und 2 – wenn diese überhaupt erforderlich sein sollten! – entgegenwirken.

So ist nach meiner Ansicht an dem Endwert 287 nichts mehr, es sei denn im Sinne einer Erhöhung, zu ändern.

Die Rechnung ist noch nicht zu Ende. Das Ergebnis 287 m, an sich eine lineare Größe, ist nur ein Mittel, um ein Volumen festzulegen. Da F_3 nach planimetrischer Bestimmung 1208 qkm mißt, so ergibt sich unter Berücksichtigung der Größe 287 m als Rauminhalt 347 cbkm. So viel wurde erodiert. Geht man in Gedanken aus von der gleichmäßig aufgelagerten 287 m hohen Schicht, welche die Größe der Abtragung im ganzen zum Ausdruck bringt, so ist festzustellen, daß im Gebiet des Alpenvorlandes ohne Zweifel entschieden weniger als 287 m abgetragen wurde. Damit ist von selbst gesagt, daß, da der Rauminhalt im ganzen der gleiche sein soll, im Gebirge ein höherer Durchschnittsbetrag als 287 m anzunehmen ist. Das im ersteren Fall Fehlende kann dem Volumen nach ungefähr berechnet und ins Gebirgsinnere zurückversetzt gedacht werden. Ich habe dazu neun Querprofile

zwischen Grönenbach und Seifen entworfen, die ähnlich wie das in Taf. V Fig. 1 abgebildete zu denken sind. Die Grundlagen hierzu ergaben sich zum Teil aus den topographischen Karten des Kemptener Landes von heute, zum Teil daraus, daß die präglaziale Oberfläche aus den Gefällsverhältnissen einer ehemaligen Iller durch das Pencksche auch von J. Müller benützte Profil annähernd bekannt war. Die große tektonische Verbiegung, welche Müller in seinem Längsprofil verzeichnet, war, wie wir sehen werden, gar nicht vorhanden; nur die von Penck statuierte, weiter nördlich gelegene Aufwölbung wurde berücksichtigt. Zu beachten war ferner der Umstand, daß zu beiden Seiten der Iller ein erhöhtes Molasseland (heute – freilich in ganz veränderter Gestalt – vorliegend als das Gebiet der Eschacher Berge und andererseits als das des Kemptener Waldes) den Alpen vorgelagert war und die Iller überragte. Das Tal der letzteren bildete damals eine flache Rinne, wie es das genannte Querprofil in Taf. V in zehnfacher Überhöhung veranschaulicht. Ich habe jene neun Profile nach solchen Gesichtspunkten entworfen, die Differenzen ungefähr festgestellt und den ganzen fehlenden Raum mit Hilfe von Raumberechnungskurve und Planimeter ermittelt; es ergab sich ungefähr 48 cbkm. In der Gegend nördlich von Immenstadt (bei Seifen) mag – meinen methodischen Ermittlungen entsprechend – vielleicht jene Differenz gleich Null betragen haben. Hier, also ungefähr da, wo die Alpen ansteigen, möge die Grenze gedacht werden. F_3 zerfällt damit in einen inneren und einen äußeren Teil. Der erstere, d. h. der gebirgige, enthält 751 qkm. Denkt man nun die 48 cbkm in das Gebirgsinnere zurückversetzt, so erhöht sich der Betrag 287 m um den Durchschnittswert:

$$\frac{48}{751} = 0,063 \text{ (km).}$$

Die Addition ergibt:

$$287 \text{ m} + 63 \text{ m} = 350 \text{ m.}$$

Dieses Ergebnis ist weiter nicht zu verwundern, wenn man z. B. die Geröllmassen des Deckenschotters bedenkt; sie stammen sicher zum größten Teil aus den Alpen selbst.

Also im Gebirge, dem Haupterosionsgebiet, hat man einen Gesteinsmantel von durchschnittlich 350 m aufgetragen zu denken. Eine solche Masse ist durch die vier Vereisungen aus dem inneren Gebiet herausgeschafft worden.¹

Um wieviel mag diese Höhe weiterhin zu vergrößern sein, wenn man, um das ganze Eiszeitalter zu berücksichtigen, auch die Interglazialzeiten noch hinzurechnet?

III. Die „Übertiefung“, Der Seealpsee

In Taf. IV Fig. 3 habe ich ein Querprofil des Oytals konstruiert bei gleichem Maßstab der Länge und der Tiefe. Es ist so gewählt, daß es das Becken des Seealpsees enthält. Man bemerkt den Taltrog, die Trogschultern, zugleich die nach Müllers Auffassung eingezeichnete präglaziale Talsohle; die sogenannte „Übertiefung“ ist durch Punktierung gekennzeichnet. Auch Müller hat auf S. 111 seiner Arbeit dieses Profil dargestellt. Es

¹ Dem Volumen nach wären es im Gebirge 263 cbkm, im Vorland 84 cbkm.

stimmt mit dem meinigen überein bis auf den Seealpsee, welchen Müller offenbar zu flach, auch nicht ganz an der richtigen Stelle eingezeichnet hat. Die Seewanne muß entschieden näher an die Trogkante herangerückt gedacht werden. Ich habe es in meiner Zeichnung richtig gestellt. Auf den kleinen, aber ohne Zweifel sehr interessanten See möchte ich etwas näher eingehen.

Er hat nach einer im Jahre 1911 durchgeführten, peinlich genauen Auslotung die Maximaltiefe 42 m. Dabei ist aber, da es sich hier ja doch um die Größe einer Felsaushöhlung handelt, noch die Schlammbedeckung zu berücksichtigen. Das Becken dürfte anfänglich, d. h. nach dem Schwinden des diluvialen Eises, mindestens 70 m Tiefe gehabt haben. Das ergibt sich aus einer sehr einfachen Überlegung: Der stille Freibergsee, der viel weniger tief ist und von einem äußerst schwachen Zufluß gespeist wird, hat 11,4 m Schlammtiefe; daher wird der viel tiefere Seealpsee, in den jahraus, jahrein ein kräftiger Bach eine Menge Schlamm aus einer weiten Karnische (Allgäuer Fleckenmergel und Kössener Schichten!) hereinspült, eine allermindestens $2\frac{1}{2}$ mal so bedeutende, also etwa 28 m tiefe Schlammschicht aufweisen. Heute noch ist er der tiefste von allen Illerseen. Die Felsaushöhlung, d. h. das Seebecken ist in Kössener Schichten eingesenkt, vorne am Seebord (im Süden und Südosten) durch Hauptdolomit abgesperrt. Das Südostufer entlang stürzt das dolomitische Gestein jäh hinab in die Tiefe des Sees. Einen Querschnitt des herrlichen Felsbeckens zeigt Fig. 4 Taf. IV bei gleichem Maßstab der Länge und Tiefe.

Wie kann hart an der angeblich präglazialen Trogschulter eine so erstaunliche Glazialwirkung hervorgebracht worden sein?

IV. Die Interglazialzeiten

Da in den nächsten beiden Abschnitten die Frage nach den präglazialen Talböden genauer zu erörtern ist, so muß auch die Wirkung der Interglazialzeiten zur Vervollständigung des Früheren in Rechnung gezogen werden. Vielleicht gelingt es, da doch einige Anhaltspunkte vorhanden sind, ein wenigstens einigermaßen wahrscheinliches Ergebnis zu erzielen.

Auf Grund der an der Tiroler Ache gemachten Feststellungen über Geschiebe- und Sinksstofführung (s. o.) konnte ermittelt werden, daß das Einzugsgebiet durch Wirkung des rinnenden Wassers schätzungsweise in 5200 Jahren um 1 m erniedrigt wird. Setzt man, da die äußeren Umstände ähnlich sind (s. o.), diesen Betrag auch für die Iller als gültig voraus (wobei entsprechend den Verhältnissen der Tiroler Ache an den gebirgigen Teil zu denken ist) und nimmt man an, daß die Interglazialzeiten (mit der Postglazialzeit) zusammen etwa 420000 Jahre ausmachen (ich übernehme hier die Penck'sche Abschätzung S. 1168 des gen. Werkes), so errechnet sich als Maß der Abtragung der Wert:

$$420000 : 5200 = 80 \text{ (m)}.$$

Für das ganze Eiszeitalter würde sich also eine Abtragung von

$$350 \text{ m} + 80 \text{ m} = 430 \text{ m}$$

ergeben, und zwar im gebirgigen Teil des Einzugsgebietes der Iller.

Für diese Rechnung wurde die erodierende Kraft in allen Interglazialzeiten als gleich, und zwar gleich oder annähernd gleich der heute herrschenden vorausgesetzt. Dies ist, wie ich glaube, nicht unberechtigt. Man könnte vor allem in bezug auf die große Mindel-Riß-Zwischenzeit Bedenken haben. Aber wenn es während derselben wärmer war als heute, so wird die ozeanische Verdunstung und damit die Niederschlagsmenge eine größere gewesen sein; von dieser aber hängt doch vornehmlich die erodierende Kraft eines Zeitalters ab. Um so mehr wird dann die Zahl 80 m Vertrauen verdienen. Die anderen Zwischeneiszeiten mögen hinsichtlich Klima den heutigen Verhältnissen ohnedies mehr genähert gewesen sein.

V. Das präglaziale Tal im Gebirg. Querprofil und Längsprofil

Oben wurde klargelegt, daß das Gebirg eine besondere Berücksichtigung beansprucht. Eine Schicht von etwa 63 m und außerdem eine mit 80 m Höhe mußte zu der früher schon berechneten aufgelegt gedacht werden. Die Massen dürfen aber natürlich nicht gleichmäßig aufgetragen werden. Ohne Zweifel sind sie gegen den Hintergrund des Gebietes im allgemeinen höher als vorne in der Nähe des Alpenrandes einzuschätzen. Ein ähnliches Ansteigen ergab sich ja auch schon im Alpenvorland (s. o.). Ich habe unter Verwendung der Rechnungsergebnisse und unter sonstigen plausibeln Annahmen zeichnerisch eine roh angenäherte Darstellung der Verhältnisse in dieser Hinsicht zu gewinnen gesucht (s. Fig. 4 Taf. V). Es ergaben sich statt der konstanten Größe 430 m folgende mutmaßliche Schichthöhen (s. Zeichnung) für die auch von Müller benützten Örter:

- (1) Mündung des Autales 330 m,
- (2) Mündung des Breitachtales 410 m,
- (3) Mündung des Oytals 430 m,
- (4) Mündung des Bacherlochtales 490 m,
- (5) Rappental in der Gegend des Rappensees 510 m.

Zunächst ein Querprofil. Da das ganze Einzugsgebiet in Talfurchen aufgeteilt ist, so kann der besondere Fall, den man wählt, zugleich als der allgemeine gelten. Ich nehme ein Tal mittlerer Größe, das Oytal, und zwar den Querschnitt zwischen Hüttenkopf und Seekopf (s. Taf. IV Fig. 2). Die Stelle ist etwas talaufwärts gelegen von dem obigen Profil, das den Seealpsee enthält.

Die Zeichnung gibt die natürlichen Verhältnisse wieder (gleicher Maßstab der Länge und Tiefe). Die untere Kurve betrifft das heutige Tal. Man bemerkt deutlich den Tal-trog. Die Gehänge hoch oben sind, wie immer, konkav gestaltet.

Zur Rekonstruktion der präglazialen Verhältnisse wurden, wie man sieht, an der unteren Kurve in gleichen Abständen Lote errichtet, welche der Länge 450 m entsprechen (nicht 430 m, wie in obiger Zusammenstellung vermerkt, da man sich hier weiter zurück gegen den Rand des Einzugsgebietes befindet). Dadurch erhält man die untere Kurve noch einmal, nur parallel nach oben verschoben. Man hat jetzt die unterzubringenden Massen vor sich, aber noch in falscher Verteilung. (Die Flächen sind für die Räume hier zu nehmen.) Nun wird, ähnlich wie Müller es in seinen Darstellungen gemacht hat, oben eine Aus-

gleichskurve eingezeichnet und so weit gesenkt (durch Ausprobieren), daß die Flächenstücke über dieser Kurve zusammen gleich sind dem Flächenstück, das in der Mitte unter ihr sich befindet (s. Fig. 2). Dann sind die Massen wieder von gleichem Volumen. So erhält man annähernd die Kurve, welche das Ergebnis der bisherigen Überlegungen darstellt.

Aus den scharfen Graten sind gerundete Kuppen geworden (Mittelgebirgsformen!); die erwähnte Konkavität, die ursprünglich nicht vorhanden war, hat sich erst allmählich während der Glazialzeit herausgebildet, nicht sogleich den obersten Punkt ergreifend, sondern rückwärtsschreitend den Gipfel mit der Zeit erobernd und ihn dann erniedrigend. Auch ein Taltrog war nicht vorhanden; über seine allmähliche Herausbildung soll unten Näheres gesagt werden.

An den seitlichen Hängen wurden weniger als 450 m erodiert, etwa 400 m; in der Mitte des Tales 610 m, nämlich die genannten 400 m vermehrt um genau den Betrag (hier 210 m), der bei J. Müller das Maß der „Übertiefung“ kennzeichnet.

Die Meereshöhe der präglazialen Talsohle an dieser Stelle des Oytals (oder bei dem ganz benachbarten Profil, das den Seealpee enthält) wird von Müller mit 1250 m angegeben. Will man daraus die Höhe der Talsohle in unserem Sinne errechnen, so braucht man, wie aus dem oben Gesagten hervorgeht, nur den für die Gehänge oder Trogschultern geltenden Betrag hinzuzählen; also

$$1250 \text{ m} + 400 \text{ m} = 1650 \text{ m.}$$

Nun kommt das Längsprofil an die Reihe. Wir verfolgen das präglaziale Tal ausgehend vom hintersten Rappental (Haldenwanger Kopf) durch das Stillachtal zum Freibergsee, dann über Oberstdorf und Sonthofen bis zum Alpenrand. Hier muß zur Vervollständigung auch das Illertal im Alpenvorland, hinab bis Ulm, angefügt werden. Siehe Taf. IV Fig. 1. Die Darstellung ist dreißigfach überhöht. Zuunterst sieht man den Lauf der heutigen Iller eingetragen, links Pencks Profil, bei welchem die tertiäre Unterlage des älteren Deckenschotters, vornehmlich das unter allen Umständen ungestörte Stück zwischen Ulm und Memmingen, für unsere Zwecke von Bedeutung ist. – Die Meereshöhe des präglazialen Talbodens bestimmt Müller für die schon genannten Örtlichkeiten folgendermaßen:

1. Mündung des Autales 850 m,
2. Mündung des Breitachtales 1060 m,
3. Mündung des Oytals 1080 m,
4. Mündung des Bacherlochtales 1410 m,
5. Rappental in der Gegend des Rappensees 1520 m.

(Die von Müller benützten „Illertalerrassen“ wurden hier als allzu hypothetische Anhaltspunkte beiseite gelassen.) Trägt man diese Punkte in dem Profil ein, so ergibt sich Müllers Profil. Erhöht man aber diese Einträge um Ordinaten, die den Schichthöhen 290 m, 350 m, 380 m, 440 m, 470 m entsprechen, d. h. ungefähr 50 m weniger als die in der früheren Tabelle (S. 19) angegebenen, so erhält man entsprechend den oben beim Querprofil gemachten Erläuterungen ein Profil, das unseren bisherigen Überlegungen und Rechnungen entspricht.

VI. Prüfung auf die Richtigkeit des Ergebnisses

Es besteht eine doppelte Möglichkeit, auf das bisher Erreichte die Probe zu machen. Die eine betrifft die Form des Gebirges, die andere die nach dem Penckschen Profil bekannten präglazialen Gefällsverhältnisse.

Der Schotter der ersten Eiszeit hat bei seiner Ablagerung ohne Zweifel eine weite Fläche mit sehr geringer vertikaler Gliederung vorgefunden; sonst hätte er sich nicht deckenartig ausbreiten können. Durch seitliche Erosion konnten, während er aufgeschüttet wurde, die kleineren Aufragungen der nur sanft welligen Landschaft vollends abgetragen werden. Penck hat in dem Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ S. 115 u. 118 hierüber Näheres geschrieben und in bedeutsamen Ausführungen alle damit zusammenhängenden Fragen erörtert. Flüsse aus den Alpen haben gegen Ende der Pliozänzeit jene nach Norden zur Donau sich abdachende wenig gegliederte Fläche herausgebildet. Die großen Züge ihres Verlaufes sind uns, während der Deckenschotter sich ablagerte, offenbar erhalten geblieben; insbesondere kann man die Gefällsverhältnisse der Deckenschotterbasis für die der ehemaligen Endfläche nehmen, soweit sie nicht in späterer Zeit eine offenkundige Störung erfahren haben. – Penck hebt ferner hervor, daß eine ganze Stufe, die des Pliozäns, fehlt, d. h. daß keine Spuren von Flußanschwemmungen aus dieser Zeit überliefert sind. Es wurde nur abgetragen und das ganze Land war in einem solchen Stand der Entwicklung, daß die Flüsse im Gebirg ebenso wie im Vorland die ganze Summe des entstandenen Schuttes abführten. Das Auftreten präglazialer Verebnungsflächen im nördlichen Vorland der Alpen nötigt uns, auf einen gleichzeitigen vom heutigen sehr abweichenden Zustand des Gebirges zu schließen. Die Flüsse waren nichts weniger als überladen mit Schuttlast, die Täler in ausgereiftem Zustand. Es kann im Gegensatz zu heute keine so jähen Höhenunterschiede gegeben haben. Die Höhen und Kämme waren sanft und gerundet, relativ nicht so hoch wie heute. Das alles bedeutet: Die Form der Alpen war, trotz der ansehnlichen Höhe, in großen Teilen mehr die eines Mittelgebirges.

Indem wir im Vorland sozusagen ein fossil gewordenes Oberflächenstück vorfinden, das sich in Abhängigkeit von den Alpen gebildet hat, können wir auf den gleichzeitigen Zustand des Gebirges selbst schließen, ähnlich wie der Paläontologe aus einem einzelnen Knochenfund das Skelett, die Muskulatur, die Lebensweise eines Tieres im Geist rekonstruiert. Dies kann, wie gesagt, in doppelter Hinsicht geschehen und zur Probe benützt werden.

Müller gibt den Haldenwangerkopf in seinem Profil mit 2003,2 m an; den Hüttenkopf im Oytal mit 1949 m. So hoch sind diese Berge heute; ebenso hoch waren sie – im wesentlichen – nach Müller auch bei Beginn der Günzeiszeit. Alle seine Darstellungen lassen das erkennen: Die Berge, die Grate und Kämme, die Talabhänge, die zu den Höhen hinaufführen, sind im wesentlichen unverändert geblieben. Um die scharfen Grate zu erweitern, wäre in seinen Querschnitten und Profilen schon gar kein Raum vorhanden. Das ist alles von Müller vollkommen konsequent gedacht. Die Trogschultern sind ja präglazial und die Gehänge, die von da in die Höhe führen, haben keine Abtragung erfahren. Das präglaziale Gebirge war nach ihm im wesentlichen von demselben schroffen, jugendlichen Charakter wie heute. Denn die Talstücke unterhalb der Trogschultern, welche ausgefüllt zu denken wären, bedeuten im Gesamtbild allzuwenig. Wer den obigen

dem Werk von Penck und Brückner entnommenen Ausführungen zustimmt, muß diese bei Müller sich ergebenden Anschauungen für unhaltbar, seine Voraussetzungen, die Profile seiner präglazialen Talböden für irrig erklären. Wenn bei meinem Ergebnis (siehe Quer- und Längsprofil Taf. IV) die oben aufgestellten Forderungen offenbar erfüllt sind, so liegt mir daran zu versichern, daß ich völlig unbeeinflußt von vorgefaßten Ideen, nur von Tatsachen ausgehend, durch Rechnung dazu gelangt bin.

Nun kommt die andere Probe zur Anwendung. Auch Müller erkennt sie an und bedient sich ihrer, insofern er die Deckenschotterbasis in Pencks Profil (zu verwenden ist das Stück zwischen Ulm und Memmingen) zu einer Normalgefällskurve erweitert. Er findet aber, daß die von ihm konstruierte präglaziale Talsohle im Gebirg, etwa in der Gegend von Sonthofen und Oberstdorf, um 350 m zu tief ist im Vergleich zu der Forderung der Normalkurve. Die Probe stimmt also nicht. Dennoch wird an der Richtigkeit des Ergebnisses festgehalten und die These aufgestellt: Das Gebirg ist in dieser Gegend um 350 m eingesunken. Müller glaubt damit zwei Forschungsergebnisse auf einmal gewonnen zu haben: das präglaziale Tal und die tektonische Einsattelung.¹

Eine andere Möglichkeit der Erklärung ist durch meinen Fall gegeben. Die von mir konstruierte Talsohle verläuft um 350 m höher als die in Müllers Profil. Das ist gerade der Betrag, der nach seinem Urteil bis zur Normalkurve hinauf fehlt. Die Rechnung stimmt also bei meinem Ergebnis ohne weiteres, und Müller selbst, indem er diesen Betrag angibt, kann als Zeuge genannt werden.

VII. Weitere Nachprüfungen

Bei meinen Studien über das interessante Gelände am Niedersonthofener See (vgl. die schon angeführte Schrift S. 9) habe ich auf Grund der Aushöhlungen und inselartig herauspräparierten Erhebungen den Schluß auf eine etwa 300 m messende Abtragung des Landes durch Glazialerosion gezogen. Nur durch eine solche Annahme würde das Relief des ihm anhaftenden Rätsels entkleidet. – Auf anderem Wege gelangte ich zu den gleichen Folgerungen. „Es ist (hinsichtlich der Herausbildung der so merkwürdigen Höhenunterschiede) gerade so, wie wenn zwei in der gleichen Richtung um die Wette laufen, von denen der eine nur ganz wenig schneller laufen kann als der andere; entsteht dann mit der Zeit ein großer Vorsprung des einen, so ist dies weniger ein Beweis für die größere Lauftüchtigkeit desselben, als vielmehr ein Beweis für die Größe der Zeitdauer oder für die Länge des von beiden schon zurückgelegten Weges.“ Es war mir erfreulich, daß die Ergebnisse jener logischen Schlüsse

¹ Die Einsenkung um 350 m, welche Müller nachgewiesen zu haben glaubt, wird in seinem Längsprofil des Illertales offenbar mit der Aufwölbung in Zusammenhang gebracht, welche im südlichen Teil von Pencks Profil sich geltend macht. Nach Müllers Zeichnung erscheinen die beiden, Einsenkung und Aufwölbung, einander entsprechend und annähernd gleichwertig. Aber Pencks Profil ist in der Darstellung Müllers um 23 km zu weit nach Norden, also von den Alpen weg, gerückt. Dadurch kommt ein weiterer Aufwölbungsbogen heraus. In Wirklichkeit ist die Aufwölbung sehr schwach und unbedeutend (vgl. die Eintragung in meiner Zeichnung). Die Einsenkung wird also durch die Aufwölbung im Norden nicht wahrscheinlicher gemacht.

nachträglich durch obige Massenberechnungen eine so buchstäbliche und handgreifliche Bestätigung gefunden haben.

Noch ein weiterer Beweis schien sich bei meinen dem Allgäu gewidmeten Untersuchungen (vgl. die genannte Abhandlung S. 11) ergeben zu haben. An den Böschungen der weiten Mulde des ehemaligen Illergletscherbettes im Alpenvorland finden sich vereinzelt und durch Zwischenräume weit getrennt scharfe, postglazial gebildete Bachrisse, sog. Tobel (z. B. Schrattenbach, Rottach, Durach). Nun ist in der letzten Interglazialzeit gewiß auch Wasser in Form von Bächen seitlich herabgeflossen und es wurden Tälchen ausgebildet. Aber in dem, was die letzte Eiszeit hinterlassen hat, sind keine Andeutungen von ehemaligen Tobelrissen, auch nicht von verwaschenen oder verbreiterten zu bemerken, vielmehr steht man wie vor einer Neuschöpfung. Das ist nur denkbar, wenn die allgemeine glaziale Abtragung an den Böschungen durch Wirkung der letzten Eiszeit allein eine sehr bedeutende war, vielleicht 80 m betrug. Solch wesentlich anders geartete Betrachtungen deuten, wie man sieht, gleichfalls auf eine erstaunliche Tieferlegung des Geländes hin. – Was hier von den Tobelrissen im Alpenvorland gesagt werden konnte, scheint auch von den Stufenmündungen des Gebirges zu gelten. Auch da steht man wie vor einer Neuschöpfung. Senkrecht stürzt das Wasser in das Haupttal herab oder es wühlt sich in einer engen postglazial gebildeten Schlucht hindurch auf die tiefere Stufe. Daß eine Interglazialzeit vorgearbeitet habe, davon ist nichts zu bemerken. Und doch haben da sicher auch bedeutende Schluchtenbildungen stattgefunden. Die Schlüsse sind wie oben.

Auch folgendes kann hier angeführt werden: Penck legt in dem gen. Werk (S. 33) dar, wie im Gebiet der Schotterfelder (Iller-Lechplatte) die Gewässer der einzelnen Interglazialzeiten mehr und mehr in die Tiefe erodierten. Die Beträge waren bedeutend. Es spiegelt sich in ihnen die von uns dargelegte und ungefähr errechnete, im Ausmaß so erstaunliche Glazialerosion wider. Indem nämlich jeder Gletscher (Günz, Mindel, Riß, Würm) sein Bett in gewaltiger Weise vertiefte, schuf er die Ursache dafür, daß während der darauffolgenden Interglazialzeit die Flußerosion tiefer in das Gelände hineinarbeitete (gemeint ist das Gebiet außerhalb der Endmoränen). Die nun folgende Glazialzeit hat dann durch Verbreiterung die Gerinne weiterhin ausgestaltet und mit Diluvialschotter erfüllt zurückgelassen.

VIII. Erklärung des Taltroges

Der Begriff „Übertiefung“ ist bei Müller in auffallender Weise umgrenzt. Alles, was unter das reife präglaziale Talsystem herab erodiert wurde, wird ganz allgemein „übertieft“ genannt. Einige von ihm geprägte, für seine Arbeit grundlegende Sätze mögen als Beispiele angeführt werden: „Da aber die Formen der Übertiefung ohne Ausnahme unter den Trogschultern liegen, sind diese, also auch das aus ihnen rekonstruierte reife Illertal älter, also präglazialen Alters.“ Was von den Trogschultern zu halten ist, wird auf S. 121 seiner Abhandlung mitgeteilt: „Die Übertiefung setzt wesentlich unterhalb der oberen Gletschergrenze ein; es bleiben also zwischen dem Trogrand und der oberen Gletschergrenze ausgedehnte Gehänge- und Talbodenreste (die Trogschultern) nicht übertieft.“ Die in diesen Sätzen enthaltene Logik dürfte wohl etwas Bedenken erregen. Es wird gesagt: Von der Trogkante an beginnt die Übertiefung. Oberhalb der Trogkante

ist also das Gelände nicht übertieft, folglich ist es präglazial. – Der Schluß ist kühn. Beweise werden für unnötig erachtet. Ein in seiner Bedeutung nicht ganz klar umrissenes Wort scheint hier allerlei Unheil angerichtet zu haben. Ich verweise nochmals auf die Fig. 3 Taf. IV, welche die Auffassung Müllers wiedergibt, und möchte es dem Leser überlassen, sich selbst ein Urteil zu bilden.

Nach diesen vorläufigen Erörterungen möge jetzt das besondere Problem des in die Trogschultern eingesenkten Taltroges behandelt werden. Weit mehr als das Karphänomen hat der in seinen Formen weniger mannigfaltige Glazialtrog verschiedenartige Erklärungen ausgelöst. Wir geben einen vorläufigen Überblick: E. Richter (1898), Davis (1899), Heß (1903), Lucerna (1906) haben Theorien aufgestellt, welchen dies gemeinsam ist, daß nach ihnen der Taltrog rein glazial gebildet wurde, und zwar durch Gletscher, welche denselben höchstens bis zum Rande erfüllten. Auch bei Penck, Brückner, J. Müller ist die Entstehung des Taltroges rein glazial gedeutet, doch so, daß hocheiszeitliche Gletscher mit ihrer Oberfläche weit über den Trogrand hinausgingen. Philipsson läßt durch die Eintiefung eines Gletschers der beginnenden Eiszeit die erste Anlage des Trograndes entstehen. v. Drygalski möchte auf Grund seiner Beobachtungen und Messungen an Grönländischen Gletschern keine nennenswerte Tiefenerosion anerkennen; dagegen soll durch Wegpressung von der Gletschermitte eine bedeutende Seitenerosion bewirkt werden, welche die Trogmulde schaffe. Nach Cozzaglio wird die scheinbar unvermittelt eintretende Übertiefung durch die „kritische Tiefe“ erklärt, in welcher durch Druckverflüssigung des Eises die Fähigkeit zu erodieren plötzlich einsetze. Distel mißt einem besonders angenommenen präglazialen Taleinschnitt als Vorform des Troges eine hohe Bedeutung zu. Er hatte darin in Lautensach einen Vorläufer; doch betont letzterer die Bedeutung interglazialer Kerben. Der Trog selbst sei dann durch hocheiszeitliche Gletscher ausgearbeitet worden. – In der Abhandlung Lautensachs über das Tessingebiet findet sich übrigens eine sehr ausführliche, schöne und klare Darstellung der bisher aufgestellten Theorien. – Bevor ich zu einer Würdigung der Auffassungen anderer übergehe, möchte ich zunächst meine eigene Anschauung über die Trogentstehung darlegen. Der Leser wird es, wie ich glaube, nur natürlich finden, wenn entsprechend den besonderen auf Massenberechnung beruhenden Grundanschauungen dieser Arbeit auch das Problem des Taltroges in etwas geändertem Lichte erscheint.

Der erste sich entwickelnde Gletscher zu Beginn des Eiszeitalters erhielt ein Bett, das er sich nicht selbst geschaffen hat. Es war das durch immerwährende Wassererosion gebildete, präglaziale, in weitgehendem Maße ausgeglichene Flußtal, wie es Fig. 2 der Taf. IV oder nebenstehende Zeichnung als obere Fläche darstellt. (Eine sonstige Annahme sei jedoch nicht gemacht – im Gegensatz zu Distel, s. o., welcher bei seiner Theorie in dem allgemeinen präglazialen Talquerschnitt noch ein besonderes durch eine neuerliche Hebung verursachtes jugendliches Kerbtal voraussetzt). Das Bett eines Flusses hat bekanntlich einen im allgemeinen trapezförmigen Querschnitt, d. h. die Sohle liegt annähernd gleichmäßig tief unter der Wasseroberfläche. Dagegen hat das besprochene präglaziale, dem ersten Gletscher als Bett dienende Flußtal in der Mitte entschieden seine größte Tiefe, welche seitwärts rasch abnahm. Dieser Anfangszustand ist in nebenstehender Abbildung bei gleichem Maßstab der Länge und Höhe dargestellt. Man sieht die Oberfläche jenes

Gletschers, die Zunahme der Tiefe vom Eisrand gegen die Mitte, auch die Trogkante k im heutigen Talquerschnitt.¹

Indem wir den in der Zeichnung dargestellten Oytalquerschnitt, der den Taltrog recht gut erkennen läßt, als Beispiel gewählt haben und eine Erklärung zunächst für diesen Fall zu gewinnen suchen, muß sogleich auf einen wichtigen Punkt hingewiesen werden, der einen Gegensatz zu sonstigen Theorien bedingt. Die zu erklärende im Trogrand

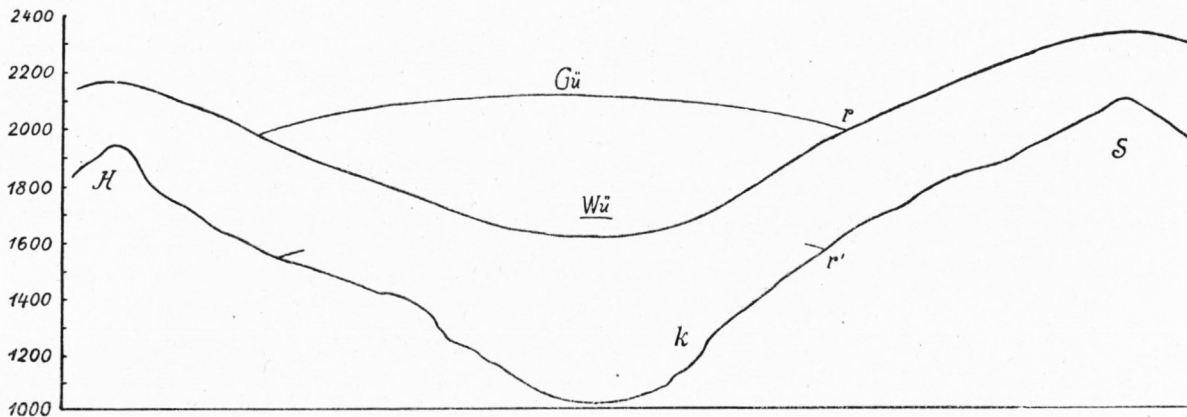


Abb. 3. Der in Taf. IV Fig. 2 dargestellte Querschnitt des Oytals ist hier nochmals wiedergegeben. G = mutmaßliche Höhe der Güns-gletscher Oberfläche. Bei W ist die Höhe der Würm-gletscher Oberfläche ungefähr angedeutet. r' der zugehörige Gletscherrand. H = Hüttenkopf. S = Seekopf. Darstellung in den wahren Verhältnissen ohne Überhöhung.

gelegene Unstetigkeit, also das, was die großen Schwierigkeiten verursachte, ist in unserem Fall gering. Wir gehen in Gedanken von den Trogschultern über die Trogkante in das Innere des Taltroges. Daß bei den Trogschultern das Präglaziale erhalten sein soll, darf natürlich nicht so buchstäblich genommen werden. Es seien 10 m Tiefenerosion angenommen. Die Übertiefung im Innern – im Sinne Müllers gerechnet – betrug 220 m. So ist das Verhältnis 10 : 220. Im Sinne unserer Ergebnisse hat man das Verhältnis 400 : 600. Rechnet man die beiden, um besser vergleichen zu können, um, so ergibt sich:

- 1) 1 : 22
- 2) 1 : 1,5

Hieraus wird deutlich, daß der Sprung, der sich bei dem Übergang bekanntlich auf ziemlich engen Raum konzentriert, in unserem Falle, also bei 2), ein sehr geringer ist.

Obwohl es das eigentliche Ziel ist, womöglich die Entstehung des Taltroges aufzuklären, können wir nicht umhin, jetzt auch den Talquerschnitt im ganzen, also auch die oberen Teile, in den Bereich unserer Betrachtung zu ziehen. Den Gesteinsmantel, dessen Material vom ganzen Eiszeitalter einschließlich der Interglazialzeiten und der Postglazialzeit herrührend gedacht ist, habe ich aufzulegen versucht, wie es das Bild zeigt. Der präglaziale Talgrund ist 600 m über dem des heutigen Oytals angenommen. Dieser Betrag

¹ Daß der Höhenunterschied der beiden Gletscheroberflächen (Güns und Würm) in der Zeichnung ungefähr gleich 400 m angenommen ist, beruht einigermaßen auf den Untersuchungen, die ich in dem erhöhten Alpenvorland westlich von Kempten angestellt habe (vgl. Kap. E sowie Taf. V, Fig. 2).

erscheint als durchaus gemäßigt, wenn man die schönen und bedeutsamen Untersuchungen bedenkt, welche de Quervain und Lütischg nach dem Vorgang von Baltzer am oberen Grindelwaldgletscher im Berner Oberland (1918–1929) angestellt haben. Durch eingelassene Marken im Fels des Gletschervorlandes hat man, nachdem die Gletscherzunge vorgestoßen und wieder zurückgegangen war, einen durchschnittlichen Jahresbetrag von etwa 6 mm Erosionsleistung feststellen können. Es kann nun leicht sein, daß diese auf einen heutigen Alpengletscher sich beziehende Zahl, wenn man ihr eine weitreichende Bedeutung beimessen wollte, nennenswert herabgesetzt werden müßte. Dem steht aber die Überlegung gegenüber, daß es sich hier um mächtige diluviale Gletscher handelt, bei welchen entschieden ein höherer Wert anzusetzen ist. So könnte es wohl sein, daß für unseren Fall die Zahl 6 mm nicht zu hoch gegriffen ist. Eine darauf gegründete Rechnung ergäbe, wenn man die Zeitdauer der diluvialen Gletschereiseinwirkung gleich 100000 Jahre annähme, 600 m Erosionsleistung. – Die höher gelegenen Teile des Talquerschnittes hätten den Annahmen der Zeichnung gemäß eine Abtragung von etwa 360 bis 400 m erfahren. Diesen Betrag würde man erhalten, wenn man, wie das heute zumeist geschieht, als Gesamtdauer des Eiszeitalters 0,6 Millionen Jahre annähme und nur den 10. Teil von 6 mm als jährlichen Erosionsbetrag voraussetzte. In Anbetracht dessen, daß die oberen Teile des Gebirges in höherem Maße dem Einfluß der Verwitterung ausgesetzt sind, können wohl auch diese Annahmen gemäßigt genannt werden. – Was die Zeichnung in den oberen wie den unteren Teilen darstellt, liegt also sehr wohl im Bereiche der Möglichkeit und das Ergebnis jener Massenberechnung widerspricht in keiner Weise sonstigen Erfahrungen. Welcher Raum bleibt da, wenn man das alles zugibt, übrig für die angeblich präglazialen Trogschultern und wie wären sie als solche in dem Bild einzuzeichnen?

Für die Herausbildung des Trogos war offenbar entscheidend, daß die glaziale Erosion im unteren Teil der Talmulde eine in besonderer Weise erhöhte war. Die Ursache lag darin, daß die Sohlengeschwindigkeit aus zwei voneinander unabhängigen Gründen eine größere war. Die größere Eismächtigkeit hingegen an sich war nicht eigentlich, wie man meinen könnte, die Ursache der stärkeren Erosion in der Mitte. Zur Erklärung der einschlägigen Vorgänge können mancherlei Erfahrungen, physikalische Gesetze und Formeln sowie besondere Untersuchungen zu Hilfe gezogen werden.

Ich erinnere zunächst an längst bekannte Dinge. Wenn ein Stein am Grund eines Flusses sich befindet, so ist der Druck, den er auf die Unterlage ausübt, unabhängig von dem hydrostatischen Druck, der am Grunde herrscht, d. i. unabhängig von der Tiefe des Wassers und wenn er am Boden fortbewegt wird und Korrosionswirkungen ausübt, so sind diese mit allem, was am Grunde vor sich geht, nur von der Sohlengeschwindigkeit nicht von der Tiefe abhängig. Man hat für Flüsse eine Formel aufstellen können, welche die sogenannte „Schleppkraft“ S darstellt: $S = \gamma \cdot I \cdot H$, worin γ das Gewicht der Volumeneinheit des Wassers, I das Oberflächengefälle und H die Tiefe des Wassers bedeutet. Aus ihr ist allerdings herauszulesen, daß die Tiefe bei konstant bleibendem I maßgebend für die Geschwindigkeit ist (Näheres siehe unten). Nur insofern hat die Tiefe eine Bedeutung für die Erosionsfähigkeit.

Denkt man sich einen Felsblock inmitten einer Gletschereismasse eingeschlossen, so mag er vom Eise getragen d. h. im Innern gleichsam schwebend verbleiben. Im Falle aber, daß er in größerer Tiefe unter der Oberfläche sich befindet, so daß man mit der bekannten Druckverflüssigung des Eises zu rechnen hat, so wird das sicher nicht der Fall sein. Er wird niedersinken auf den Grund und auf diesen vermöge seiner Schwere sogar einen gewissen Druck ausüben. Denkt man sich den Gletscher sehr mächtig, so daß in seinen untersten Teilen ein gewaltiger allgemeiner Druckzustand herrscht, so wird der gedachte Block um dessentwillen keinen größeren Druck auf den Felsboden ausüben. Was er, wenn er hier vorwärts bewegt wird, an Korrosion oder Erosion leistet, hat mit dem allgemeinen Druckzustand nichts zu tun. Die Schwere des Blockes und der Grad der Zähflüssigkeit, welche dem einschließenden Medium zukommt, außerdem die Sohlengeschwindigkeit des Eises sind die Umstände, welche für die sich abspielenden Vorgänge maßgebend sind. Nicht anders ist es natürlich mit den Klötzen, den kleineren Steinen, dem sandigen und noch feineren Material, das sich am Grund des Gletschers reichlich im Eise eingebacken und verteilt vorfindet. Unter solchen Verhältnissen geht das Abschleifen, das Absprengen, die Glazialerosion vor sich. Da die Eismächtigkeit an sich hierbei keine Bedeutung hat, so halten sich auch alle Schrammen, die man an Gletscherschliffen beobachten kann, was die Stärke ihrer Ausbildung betrifft, immer nur in mäßigen Grenzen. Von

ungeheurer Bedeutung für die Erosion ist hingegen, ganz wie bei einem Fluß, die Sohlengeschwindigkeit.

Nachträglich sei bemerkt: Hinsichtlich der „Druckverflüssigung“ kann auf die auffallenden Ergebnisse von Vareschi bei seinen pollenanalytischen Untersuchungen an alpinem Gletschereis, sowie auf die Forschungsergebnisse von H. F. Reid an Alpengletschern hingewiesen werden. Letzterer fand, ganz ähnlich wie Vareschi, in den unteren Regionen – etwa 50 m über dem Grund, da wo der Gletscher mit dem Grund in mannigfache Beziehung tritt – alles vom Eis Eingeschlossene in einem wirren Durcheinander. Das deutet auf einen mehr flüssigen Zustand. Diese Feststellungen werden in weit höherem Maße bei den hocheiszeitlichen Gletschern Geltung gehabt haben.

Die Schleppkraft S sucht eine Beschleunigung des Wassers hervorzubringen. Diese wird jedoch durch die beim Fließen des Wassers auftretenden äußeren und inneren Widerstandskräfte, deren Summe mit W bezeichnet werden möge, aufgehoben, so daß sich das Wasser mit gleichförmiger Geschwindigkeit fortbewegt. S muß also gleich der Summe dieser Widerstandskräfte sein. Daher gilt:

$$S = W_{(u+s)}$$

Durch die Buchstaben u und s sei an die besonders wichtigen Hemmungsursachen, die von der Uferregion und der Sohle ausgehen, erinnert. Man muß unterscheiden zwischen den Bewegungshindernissen, die konstant und objektiv gegeben sind, und den Widerstandskräften. Letztere werden erst mit der Bewegung lebendig und wachsen mit der Geschwindigkeit. (Beispiel: Die Kraft des Luftwiderstandes, die einer Schnellbahn entgegenwirkt, ist proportional dem Quadrat der Geschwindigkeit). Von den inneren Widerstandskräften ist zu bemerken, daß sie durch Reibung und Pressung der mit verschiedenen Geschwindigkeiten aneinander vorübergleitenden Wasserkörper benachbarter Flußstreifen entstehen. Man muß annehmen, daß sie besonders in den weniger tiefen Uferregionen in erhöhtem Maße auftreten.

Alles, was soeben über die „Schleppkraft“ bei Flüssen gesagt wurde, kann sinngemäß auf die Gletscher, insbesondere Talgletscher, übertragen werden. So hat auch die Gleichung

$$\gamma \cdot I \cdot H = W_{(u+s)}$$

ihre Gültigkeit und kann auf unseren Fall angewendet werden. Man denke sich jenen Gletscher parallel zum Uferrand und bis zum Grund hinab in Streifen eingeteilt. H wird dann, indem man sich vom Ufer entfernt und die Gleichung fortgesetzt angewendet denkt, immer größer, und zwar in dem Maße, wie es die Zeichnung veranschaulicht. Da hierbei die linke Seite der Gleichung größer wird, muß es auch die rechte werden. Der Einfluß der Bewegungshindernisse an sich wird aber keinesfalls größer; es sei angenommen, daß er gleich bleibe. Dann kann W nur dadurch anwachsen, daß die Strömungsgeschwindigkeit, auch die Sohlengeschwindigkeit, zunimmt. Nun wird aber mit Entfernung vom Ufer der Einfluß jener Hindernisse unzweifelhaft kleiner. Die Folge ist, daß die Geschwindigkeit neuerdings größer werden muß, damit W der linken Seite gleich bleibt. Das oben bezüglich der Sohlengeschwindigkeit Behauptete dürfte hiermit wirklich bewiesen sein.

Nach diesen mehr theoretischen Erwägungen möchte ich von Untersuchungen berichten, welche auf das gleiche Ergebnis hinweisen: 1. Messungen an Gletschern selbst. O. Maull faßt sie (Geomorphologie, S. 298) in Übereinstimmung mit allen Gletscherforschern in dem Satz zusammen: „Die Bewegung gegen die Gletschermite ist größer als am Rand, wo die stärkste Reibung, aber auch geringe Mächtigkeit besteht.“ Man erfährt hier allerdings nichts von der Sohlengeschwindigkeit, noch weniger von dem Maß der Zunahme derselben gegen die Mitte. Immerhin bezeugen diese Messungen die mit wachsender Entfernung vom Gletscherrand abnehmende Reibung. – 2. Beobachtungen über Vorgänge an der Sohle eines Flusses: An der Tiroler Ache wurde von dem Straßen-

und Flußbauamt Traunstein im Zusammenhang mit den schon erwähnten Untersuchungen auch noch die folgende durchgeführt: In einem von Max Mayr (s. o.) an dem genannten Fluß ausgewählten und eingerichteten Meßquerschnitt, einige km südlich vom Chiemsee, wurde mit einem Fangkasten in regelmäßigen Abständen die wandernde Geschiebemenge je eine Minute lang abgefangen. Es zeigte sich, daß erst in ziemlicher Entfernung vom Ufer die Wanderung des Kiesel einsetzte. Diese stieg dann gegen die Flußmitte rasch und beträchtlich an. Der Versuch ist für uns von Interesse, da er lehrt, daß die Abnahme der Reibung mit wachsender Entfernung vom Ufer von auffallendem Einfluß auf die Vorgänge an der Sohle ist. Die Ergebnisse wurden von dem Amt (vgl. die schon angeführte Schrift von Kurzmann) an Hand derselben Gleichung geprüft, die auch den obigen Ausführungen zugrunde lag.

Die Umwandlung aus dem präglazialen Tal in ein Schultertrogtal wird nun folgendermaßen vor sich gegangen sein: Man denke sich den Querschnitt des ersten Gletscherbettes im Anfang des Prozesses. Es möge dann so viel Zeit vergangen gedacht werden, daß die Talgehänge etwa 10 m tief erodiert wurden. Dann werden es am tiefsten Grund vielleicht 14 gewesen sein. Die neue Kurve denke man sich in der Zeichnung maßstäblich eingetragen. Indem man den Zeitraum jetzt immer wiederholt denkt, setzt sich die Wirkung im gleichen Sinne so fort, wobei zu bemerken ist, daß die Tieferlegung des unteren Teiles um so energischer fortschreitet, je stärker die Höhenunterschiede sich herausbilden. Auch die Zeichnung werde entsprechend abgeändert. Dauert der „Wettlauf“ genügend lange, so wird schließlich im ganzen unteren Teil ein Vorsprung von einigen 100 m entstanden sein. Dieser Vorsprung bedeutet aber den Trog, der sich wegen der stärkeren Neigung seiner Böschungen U-förmig in das Bild des Talquerschnittes einfügt. Das zeichnerische Verfahren ergibt dies von selbst. Verschwindet nun der Gletscher (Postglazialzeit), so sieht man lediglich jenen „Vorsprung“ d. h. den Trog und glaubt, da man nichts von jenem „Wettlauf“ weiß, er sei ganz allein für sich durch Wirkung des Gletschers entstanden. So steht es offenbar mit dem rätselhaften Taltrog, der so viele Erklärungsversuche veranlaßt hat. Auch er bezeugt eine Glazialerosion von gewaltigem Ausmaß. Denn die 220 m, welche im Sinne Müllers die ganze Leistung der glazialen Erosion im Oytal darstellen, sind nach unserer Auffassung nur der Vorsprung einer Glazialwirkung gegenüber einer anderen. – Für den Fall des Oytals sieht man in der Zeichnung den Anfangszustand und das heute vorliegende Endergebnis. Der obere Teil vom Berggipfel abwärts bis zum Gletscherrand wurde auf andere Weise abgetragen. Vergleiche die obigen sehr gemäßigten Annahmen. Näheres ist nicht bekannt.

IX. Kritische Bemerkungen und Literatur

Machatschek schreibt in seiner „Geomorphologie“ S. 104 über das alpine Trogtal: „Unter den vielen Erklärungsversuchen dieser Erscheinung verdient besondere Beachtung die zuerst von Distel vertretene Ansicht, daß in dem breiten Tal, dessen ehemalige Form durch Verbindung der Trogschultern ungefähr zu rekonstruieren ist, durch präglaziale Wassererosion, wohl infolge einer neuerlichen Hebung, ein jugendliches Kerbtal eingeschnitten war, das dann vom Eise ausgestaltet wurde. Damit war von vornherein eine sprunghafte Zunahme der Mächtigkeit und Erosionsfähigkeit des Eises gegen die

Talmitte gegeben, und dieser Unterschied zwischen dem Effekt über dem Talboden und in der Kerbe verschärfte sich mit der Zeit.“ Dazu möchte ich bemerken, daß nach unseren obigen Darlegungen, wenn anders die Massenberechnungen, von welchen wir ausgingen, nicht von Grund aus auf Irrtum beruhen, besondere Annahmen wie die einer präglazialen jugendlichen Kerbe unnötig sind zum mindesten für normale Fälle wie den im Oytal sich darbietenden. Da Distel in den Trogschultern bis heute erhaltene, dem präglazialen Tal-system zugehörige Gehänge erblickt, ist seine Theorie schon in den Grundlagen von den obigen Darlegungen unterschieden. Sie ist übermäßig kühn (Trogschultern präglazial!) und voraussetzungsvoll (Annahme besonderer präglazialer Vorgänge). Allerdings möchte Distel die Erscheinung des Taltroges den Alpen vorbehalten. Dann würde jene besondere Annahme in der Tat viel berechtigter erscheinen. Denn jedes Gebirge hat schließlich seine besondere Entwicklungsgeschichte. Es ist aber zu sagen, daß man für eine allgemein typische Erscheinung, die der Taltrog trotz alledem darstellt, auch eine allgemein gültige Erklärung zu gewinnen suchen muß und nur aus Not zu singulären Annahmen greifen wird. – Auch die Entstehung der Trogschlüsse wird in neuem Lichte erscheinen, wenn man ihre Erklärung der veränderten Grundanschauung dieser Arbeit unterstellt. So manches Rätselvolle wird vermutlich von vornherein herabgemindert erscheinen und man wird der uns unvollkommen bekannten hocheiszeitlichen Gletscherdynamik, die wohl von sich aus ihre besonderen Formen zu schaffen befähigt war, ein höheres Zutrauen entgegenbringen.

Penck (1899) macht darauf aufmerksam, daß man nicht Gletscherbett mit Flußtal, sondern Gletscherbett mit Flußbett vergleichen dürfe. „Sobald man dies tut, wird man überrascht sein über die gemeinsamen Züge ihrer Gestaltung.“ Ganz in diesem Sinne stellte sich Lautensach in seiner Arbeit über das Tessingebiet (S. 130) die Frage, ob nicht in Flußbetten etwas zu entdecken sei, was dem Trog in alten Gletscherbetten entspräche. So hat er in bezug auf Rhein und Elbe Nachforschungen angestellt, eine Mulde inmitten der Querprofile oder einen fortlaufenden Knick parallel zum Ufer zu entdecken gesucht. Daß er nichts fand, beweist wohl nichts gegen die Richtigkeit seiner Idee. Ein „Trog“ in Form einer konstanten Rinne bildet sich freilich nicht. Der Grund liegt offenbar darin, daß Kiesbänke den Felsgrund verhüllen. Bei einem Gletscher hingegen sind die Steine im Eis eingebacken, so daß er immer den gewachsenen Boden angreifen kann. Indem in der Mitte des Flusses eine weit größere Menge von Steinen bewegt, abgerollt und verkleinert wird, geht hier auch eine lebhaftere Erosion bzw. Korrosion vor sich. Das ist beim Fluß die in der Mitte erhöhte Auswirkung der Erosion, welche mit der Trogbildung im Falle des Gletschers parallelisiert werden kann.

Erfordert nicht die Ausbildung von U-förmig gebildeten Tälern die Annahme einer besonders wirksamen nach der Seite hin gerichteten Glazialerosion? Die Seitenerosion der Gletscher hat man, wie es scheint, immer wieder stark betont, weil die Herausbildung der U-Täler gegenüber den V-Tälern es zu fordern schien. Aber nach der Erinnerung Pencks hat man die alten Gletscherbetten, in die wir dank dem Schwinden des Eises so vortrefflichen Einblick haben, mit den Flußbetten zu vergleichen. Würde man einem Fluß ein V-förmiges Bett darbieten, so würde er es in ein trapezförmiges umwandeln, d. h. man hätte bei Wasser ebensosehr Anlaß, die Seitenerosion zu betonen. In größerer Tiefe unter der Gletscheroberfläche gibt es keinen Unterschied zwischen oben, unten und

seitlich. Insofern das Schleifmittel, die eingebackenen Steine, nach unten sich senken, mag das „unten“ einen Vorzug haben. So gut ein Fluß die Trapezform herstellen kann, so gut auch ein Gletscher die U-Form, sei es in ganztaligen oder kastenförmigen oder Schultertrögen.

Die für Glazialgebiete charakteristische Erscheinung der Stufenmündungen seitlich einmündender Täler („Hängetäler“) muß hier erwähnt werden. Wir haben von dem besonderen Standpunkt dieser Arbeit aus ein Interesse daran, die längst bekannte Erscheinung noch einmal zu betrachten. Daß ein Werk der eiszeitlichen Gletscher vorliegt, kann nicht bezweifelt werden. Auch ist zu beachten, daß hier die Versuche, den Einfluß präglazialer Vorformen geltend zu machen, am allerwenigsten Erfolg hatten. In dem Gebiet der Iller kann als schönstes Beispiel das Gerstrubener- oder Dietersbachtal genannt werden. Es mündet 210 m über dem Talgrund der Trettach ein. Was ich zunächst vorbringen möchte, ist schon längst ausgesprochen worden (vgl. Penck, VII. intern. Geogr. Kongr. 1899): Man denke sich einen mächtigen Strom, der sein Bett 20 m tief ausgebildet haben mag, ferner einen seitlich einmündenden Fluß, der nur 3 m tief ist. Könnte plötzlich alles Wasser zum Verschwinden gebracht werden, so würde man eine Stufenmündung von der Höhendifferenz 17 m vor sich haben. Ein solches Endergebnis wird auch ein in einen großen Talgletscher einmündender Seitengletscher hervorzubringen suchen (vgl. das Bild, welches das Positionsblatt 1 : 25 000 von dem genannten Tal darbietet). – Bedenkt man, daß bei der erstmaligen Vergletscherung der Alpen die präglazialen Flußtäler die Gletscherbetten darstellten, anfangs also gleichsohlig einmündeten, so muß man über die großartige und vollkommene Ausbildung des Endzustandes, d. h. die heute vorliegenden Stufenmündungen wahrhaft erstaunt sein. Sie sind nur aus sehr bedeutenden absoluten Erosionshöhen verständlich. Denn, was heute als Ergebnis sichtbar ist, die Stufe, hat sich nicht an sich, sondern als Differenz zweier Wirkungen herausgebildet, als eine Differenz, die bei Beginn des Eiszeitalters gleich Null war.

Könnten die Theorien von Distel und Lautensach als unzweifelhaft richtig angesprochen werden, so hätte man in ihnen eine ausgezeichnete Stütze für die Auffassung, daß die Alpen in der glazialen Epoche emporgestiegen, vor Beginn des Eiszeitalters also niedriger gewesen seien. In dem Werk von Penck und Brückner ist mancherlei angeführt, was dafür zu sprechen scheint (S. 474, 654, 910, 993, 1021, 1025). Auch Machatschek vertritt diese Anschauung („Das Relief der Erde“ S. 417). Die Beweise hierfür sind aber, wie mir scheint, immer nur Mitteilungen über differenzierte, aus Hebungen und Senkungen bestehende Krustenbewegungen in den Alpen. Die sollen in keiner Weise bezweifelt werden. Aber für ein allgemeines Emporsteigen dieses Gebirges im Laufe des Eiszeitalters oder kurz vorher sind wohl keine überzeugenden Beweise beigebracht worden. Nach Müller waren mindestens die Allgäuer Alpen in präglazialer und altdiluvialer Zeit (tektonisch genommen) sogar höher als heute. Da ich nun hinsichtlich des Verlaufes des präglazialen Talbodens (vgl. Taf. IV Fig. 1) in gleicher Weise wie Müller mich für berechtigt halte, Schlüsse aus meinen Ergebnissen zu ziehen, muß ich die Auffassung vertreten, daß die Allgäuer Alpen seit Beginn des Eiszeitalters weder gehoben noch gesenkt wurden. Insofern sie eine Abtragung erfahren haben, werden sie um ungefähr 200 m höher gewesen sein. Die Bergrücken und Gipfel müssen in der Tat viel mehr gerundet, die Täler beträchtlich weniger tief eingeschnitten gewesen sein als heute, d. h. das Antlitz

der Alpen war in viel höherem Maße das eines Mittelgebirges. Daß alles in „ausgereiftem“ Zustand sich befand, kann allerdings nicht erwartet werden. Denn tektonische Bewegungen im einzelnen hat es in jenen Zeiten sicher gegeben, ebenso wie vor- und nachher. Mit Klimaänderungen haben sie ja nichts zu tun.

Um die Erniedrigung des Gebirges nachzuprüfen und zu messen, könnte man wohl die Methode von Baltzer, de Quervain und Lütischg (Bohrlöcher im Fels) auf Berggipfel und -kämme anwenden.

Wenn unsere Auffassungen, insbesondere die Darstellung des Oytalquerschnittes in obiger Textfigur, Abb. 3, richtig ist, dann ist der Gletscherrand, also die Stelle, wo sich eine sog. Schliffkehle bilden kann, von r nach r' gewandert. Denkt man sich den entsprechend dazwischenliegenden Zeitraum etwa in 100 gleiche Teile geteilt und die 100 Zwischenstufen der Entwicklung festgelegt, dann erscheint die Randzone r' gleich einer letzten Aufnahme einer kinematographisch vorüberziehenden Folge von Bildern. So dünkt uns der wahre Sachverhalt zu sein.¹ Wie sehr verschieden ist diese Auffassung von der, welche Penck zu vertreten scheint (vgl. *Pet. Mitt.* 1912). Er spricht davon, daß zwei Regionen stärkerer Erosion vorhanden sind: der Trog und die Schliffkehle. In dem, was dazwischenliegt, der Trogschulter, ist das Präglaziale annähernd erhalten. Also ist nach Penck wie der Trog so auch die Schliffkehle als etwas seit Beginn des Eiszeitalters Geschaffenes anzusehen. Ich denke hier an die schöne photographische Aufnahme des obersten Hirzbachtales, welche Distel in seiner Arbeit über die Hohen Tauern darbietet. Man sieht da weithin am jenseitigen Talhang die Schliffkehle auf das schönste ausgebildet. Da die unterhalb sich anschließenden Trogschultern präglazial sein sollen, müßte seit Beginn der Günzeiszeit wirklich nichts anderes geschaffen worden sein als diese im ganzen doch recht unbedeutende Hohlform, an einer Stelle angeblich stärkerer Erosion im Hochgebirg. Welch ungeheure, kaum faßbare Veränderungen sind dagegen an anderen Stellen des glazialen Gebietes, z. B. draußen auf der Illerlechplatte in dem gleichen Zeitraum vor sich gegangen!

X. Der Freibergsee

Wenn durch glaziale Erosion Wannen aus dem gewachsenen Felsuntergrund herausgearbeitet werden, so kann dies zwei Ursachen haben: 1. Das Gestein kann in dem betreffenden Bereich eine geringere Widerstandsfähigkeit haben als das der Umgebung (geologische Ursache). – 2. Die Ursache kann in der Dynamik der Gletscherbewegung begründet sein. – Beide voneinander unabhängige Ursachen können sich in der Natur mannigfach kombinieren. Die unter 1 angegebene ist ohne Zweifel allein für sich bei der Bildung des Seealpsees, auch bei der tiefen Furche des Niedersonthofener Sees entscheidend gewesen.

Anders scheint es mit dem 64 m tiefen Felskessel des Freibergsees zu stehen, dessen Verhältnisse wir jetzt genauer betrachten wollen. Daß er ein lokaler Einbruch, d. h. daß er tektonischen Ursprungs sein könnte, daran ist nicht zu denken. Er ist ein Erosionsgebilde, das vollständig in Flysch eingesenkt ist. Auch die ganze nähere Umgebung ge-

¹ Ich möchte hier auch folgendes Beispiel anführen: Durch Auslotung vom Eise aus habe ich 1929 den tiefsten Grund des Chiemsees näher untersucht. Es ergab sich ein Relief, welches echt glazial zu nennen war. Aber auch da liegt nach unserer Meinung nur ein letztes Glied einer reichlich langen Folge von Zwischenstufen vor. In diesem Sinne ist das heute Gegebene eine Schöpfung der Eiszeit.

hört dieser Formation an. Ich habe näher geprüft, ob nicht die Schichtenstellung im inneren Bereich eine andere sei als in der Umrandung oder ob Anzeichen einer Zermürbung des Gesteins im Innern gegeben seien. Was ich aber fand, waren nur Unregelmäßigkeiten im Streichen und Fallen der zumeist nach Südost einfallenden Schichten; solche Unregelmäßigkeiten sind aber auch sonst im Flysch der Oberstdorfer Umgebung reichlich zu beobachten. Ich kann diesem Umstand in Hinblick auf die hier vorliegende Frage gar keine Bedeutung beimessen und muß es als höchst unwahrscheinlich bezeichnen, daß geologische Gründe für die Bildung des Kessels maßgebend oder auch nur mitbestimmend waren.

Bei Oberstdorf erscheint der Talgrund bedeutend verbreitert; zugleich sieht man ein von Aufschüttungsmassen ausgefülltes Becken vor sich, das einst wohl ein tiefer See gewesen ist. Die vereinigten diluvialen Gletscher haben hier vermutlich Bedeutendes an Erosion geleistet. Das konnten sie um so mehr, als sie die Nordgrenze der Triasschubdecken überschritten hatten und in die dem basalen Gebirg angehörige, weniger widerstandsfähige Flyschzone eingetreten waren. Das tiefe Becken hat aber nordwärts sofort mit Beginn der Kreideschichten, die bei Langenwang und Schöllang das Illertal durchqueren, wieder ein Ende. So spielte die Natur des Untergrunds eine hervorragende Rolle. Bei Oberstdorf wirkten die beiden oben angegebenen Ursachen einmütig zusammen und es ist sehr wahrscheinlich, daß die Quartärablagerungen hier eine bedeutende Mächtigkeit besitzen. Gerade deshalb ist es zunächst kaum zu verstehen, daß sich da der auffallende Flyschriegel, der den Kessel des Freibergsees trägt (siehe Karte auf Taf. II), kurz vor dem Zusammenfluß noch erhalten hat. Es wurden aber schon häufig bei Einmündungen ehemaliger Gletscher, worauf J. Müller für unser Gebiet wiederholt aufmerksam macht, Stauwirkungen, die sich im Nachlassen der glazialen Erosion kundgeben, als eine fast regelmäßige Erscheinung festgestellt. Sehr merkwürdig ist der steile Abfall des Riegels nach Norden; er erweckt den Eindruck, als ob die Eismassen hier durch eine Rückstauwirkung in die Ecke gedrängt worden seien, während gerade gegenüber der Oytalgletscher einmündete und die Eismassen des Breitachgletschers, der das größte Einzugsgebiet hatte, herüberströmten. Noch viel auffallender aber ist der bedeutende, tiefe, fast runde Kessel des Freibergsees, welchen die glaziale Erosion, hier in die Tiefe arbeitend, vielleicht strudelförmig oder, worauf die Seegrundkarte hinzudeuten scheint, in doppelter Weise¹ wirbelartig geschaffen hat. Bei der großen Tiefe des Gletschers – während der Würmeiszeit am Grund des Beckens wohl 650 m betragend – war das Eis mehr einer Flüssigkeit gleichzuachten. Das Primäre scheint mir die den Riegel erhaltende Stauwirkung gewesen zu sein, das Sekundäre, doch mit ihr im Zusammenhang stehende die in die Tiefe wirkende, den Kessel aushöhlende, vielleicht wirbelartige Bewegung des Gletschereises. Das Naturobjekt fordert besondere Erklärungen heraus. Freilich muß gesagt werden, daß uns die Erfahrung über derlei Dinge eigentlich fehlt. Das aber ist unzweifelhaft, daß die zweite der oben angeführten Ursachen, nämlich die Dynamik der Gletscherbewegung, allein es war, was das merkwürdige heute vorliegende Relief gestaltet hat. Seine Herausbildung hat eine lange Geschichte hinter sich. Der präglaziale Talboden über dem See lag wohl nicht 240 m, wie Müller annahm, sondern 600 m höher als der Boden des heute

¹ entsprechend den zwei großen Eintiefungen.

vorhandenen Kessels (vgl. Taf. III Fig. 6). Nur aus dieser bedeutenden Erosionshöhe kann die große rätselhafte Felseintiefung verständlich erscheinen.

Wie mag wohl der Felsuntergrund des Oberstdorfer Beckens gestaltet sein? Es wäre gewiß sehr interessant, wenn man nach vollständiger Wegräumung aller Ausschüttungsmassen den gewachsenen Untergrund wieder herstellen und wie bei einem See durch eine Tiefenkarte darstellen könnte. Man würde aus ihr nicht nur die größte Tiefe, sondern auch die Gestalt des alten Gletschergrundes herauslesen und sicher manche überraschende Erscheinung feststellen können. Der Freibergsee-Kessel ist nur ein höher gelegenes, der Gefahr der Zuschüttung entrissenes einzelnes Stück eines solchen Gletscherbodens. Wenn die Alpentäler, die ja fast alle zugeschüttet sind, von den verhüllenden Massen plötzlich befreit sein könnten, so würde man gewiß vieles Erstaunliche zu sehen bekommen. Einzelfälle wie der Freibergsee oder wie das Walchensee-Becken u. a. würden uns dann nicht als so auffallende Merkwürdigkeiten erscheinen.

Alois Geistbeck, welcher als erster das Becken des Walchensees genauer erforschte – er entdeckte den tiefsten Grund (Kirchelgrund 196 m) richtig als einen ziemlich engbegrenzten Bereich –, erklärte den See als durch Glazialerosion entstanden. Wir müssen ihm recht geben; doch in einem Punkt irrte er wohl. Nicht 196 m wurden an der tiefsten Stelle erodiert, sondern 800 m. Das Verständnis für diese Naturschöpfung ist damit nicht erschwert, sondern erleichtert.

C. DIE BOHRUNG B

I. Technisches

Wie schon erwähnt, wurde an zwei Stellen beim Bohren (siehe Seegrundkarte) genauer verfahren, insofern, als aus verschiedenen Tiefen der Schlammsschicht Monolithe hervorgeholt wurden. Es ist das die Stelle A im östlichen Grund und die Stelle B im westlichen. Bei beiden ergab sich dasselbe Gesamtbild. Da aber bei B die Proben in relativ kleineren Abständen ($\frac{1}{2}$ m) entnommen waren, wurde diese Bohrung als Grundlage für alle im folgenden genauer zu beschreibenden Untersuchungen gewählt. Daß die Schlammablagerungsprozesse hier ganz ungestört vor sich gingen, ist schon betont worden. Das leuchtet schon ein, wenn man das Profil Fig. 10 Taf. III überblickt. Die mikrobiologische Untersuchung hat es nur bestätigt. Auch wurde bei dieser besonderen Durchbohrung niemals ein im Schlamm eingebetteter Stein verspürt.

Die Wassertiefe bei B betrug annähernd 20 m, die Tiefe der Schlammsschicht 6,7 m. Die erste Probe, die der Bohrer lieferte, stammte aus 0,5 m Tiefe, die letzte (d. h. dreizehnte) aus 6,5 m. Zur Vervollständigung habe ich mir, besonders um der Pollenanalyse willen, auch von 0 m Tiefe, d. h. von der Schlammoberfläche Untersuchungsmaterial beschafft. Zum Zweck der Bohrarbeit wurde zunächst mit einem Eisbohrer ein 5 cm weites Loch in die Eisdecke gebohrt, darüber ein Brettchen mit der gleichen Öffnung gelegt. Die normalen Glieder des Bohrgestänges waren hohl und leicht, die untersten Stücke dagegen massiv, weil sie durch ihre Schwerkraft das Vordringen des Bohrers im Schlamm erwirken sollten. Unten war ein „Schraubenkolbenbohrer“ befestigt, den ich (Aug. 1934) im Großen Plöner See zum erstenmal zur Anwendung brachte. Er liefert wunderbare „Monolithe“, wie ein solcher naturgetreu in Taf. III Fig. 1 dargestellt ist. Der aus 2 m

Tiefe wurde als Beispiel ausgewählt (Bohrung B). Die einzelnen Schichten der Säule sind, wie man sieht, senkrecht herausgeschnitten und zeigen keine Spur von „Verschleppung“ am Rande. In sandreichen Lagen versagt dieser Bohrer, wie das auch mit dem Hillerschen Apparat und dem Dachnowski-Bohrer der Fall ist. Dann kommt der oben genannte „Douglas-Hülsenbohrer“ zur Anwendung, dessen Wirkungsweise ich bei dieser Gelegenheit am Freibergsee zum erstenmal erproben konnte. Er hat sich trotz seiner Einfachheit tadellos bewährt und die in meiner früheren Abhandlung (s. o.) projektierten schwierigeren Konstruktionen für sandreiche Schichten sind unnötig. Mit den genannten in Taf. III Fig. 3 und 4 abgebildeten zwei Bohrern kann man allen Aufgaben bei Seen gerecht werden.¹

II. Die Zusammensetzung des Schlammes

Was durch die Bohrung an der Stelle B, rein äußerlich betrachtet, erreicht wurde, ist in Fig. 5 der Taf. III, und zwar in der Mitte des Bildes dargestellt: Zuoberst lagerte eine mulmige, schwarze oder fast schwarze Masse ziemlich weichen Schlammes, $3\frac{1}{4}$ m tief. Dann folgte Seeschlamm von stahlgrauer Farbe 1,5 m tief, mit verdünnter Salzsäure in keiner Weise aufbrausend. Unter diesem kam eine 2 m hohe, zumeist feine, graue, doch beträchtlich hellere Schlammschicht, welche mit Salzsäure sehr lebhaft aufbrauste. Sie enthielt mitunter feinsandige Lagen, auch manchmal kleinere Steinchen eingebettet. Hierauf der Felsgrund.

Der Schlamm eines Sees in seinem natürlichen Zustand setzt sich zusammen aus:

1. dem Wassergehalt,
2. dem mineralischen,
3. dem organischen Gehalt.

Das Mineralische kann wiederum nach seinen verschiedenartigen Bestandteilen gegliedert werden, was für das Verständnis der Schlamm-bildung und ihrer Geschichte

¹ Über die Entwicklung der Unterwasserbohrtechnik habe ich einiges zu bemerken: Paul Groschopf berichtet 1936 in seiner Arbeit über den Großen Plöner See: Lundquist (Stockholm) hat bei seinen Seenforschungen immer nur im Litoral gebohrt. Hingegen unternahm es Dr. Wasmund (Kiel), das Litoral zu verlassen und „zum erstenmal Bohrungen im tieferen Wasser“ auszuführen. Das war 1932 im Kleinen Uklei-See. Nun hat aber dieser See in der Mitte, woselbst gebohrt wurde, 14 m Wassertiefe. Diese Tiefe würde bei jedem etwas größeren See zum Litoral gerechnet werden. Das Hilfsmittel zu dieser „Profundal“-Bohrung war der gewöhnliche Torfbohrer, der aber nur, soweit die Schichten weich und locker waren, gebraucht wurde. – Ich habe hingegen 5 Jahre vorher im Starnberger See bei 117 m Wassertiefe von einer „Schwimmenden Insel“ d. h. von einem Floß aus Unterwasserbohrungen (bis zu 11 m) mit Hervorholung von Proben zur mikrobiologischen Untersuchung ausgeführt. Es diente mir ein besonderes Bohrgerätee, das für jede Tiefe brauchbar war (Veröffentlichung 1930). – Was also Groschopf mitteilt, ist unzutreffend. Von der Tiefe 14 m an beginnen erst eigentlich die Probleme dieser Technik (geeignetes Floß, Verankerung, hohle und massive Bohrstangen und deren Verknüpfung, Schwimmbojen, Suchapparat, zwei Arten von Schlammbohrer). Für einen 20 m tiefen See habe ich die Schwierigkeiten schon 1914 überwunden. – Wasmunds Abhandlung über diese Bohrtechnik (Abderhaldens Handb. d. biol. Arbeitsmeth. 1936), welche erstaunliche Dinge enthält, hat für Groschopf den Anlaß zu obiger Darstellung gegeben. Meine vom Floß aus durchgeführten Untersuchungen hat W. gekannt und am Uklei-See nachgeahmt. Technische Neuerungen werden von ihm etwas abgeändert; so glaubt er sie mit seinem Namen verknüpfen zu können.

möglicherweise von hoher Bedeutung ist. – Aus dem Organischen könnte man sich zum Ziel setzen etwa die Diatomeen zu isolieren. Viel bedeutsamer aber ist es, den Gehalt an Pollen genauer zu untersuchen, und zwar für die ganze Säule, vom Felsboden herauf bis zur Oberfläche des Schlammes.

Ich habe mir das Ziel gesetzt, zunächst die wechselnde Zusammensetzung des Schlammes von der frühesten Zeit bis zur Gegenwart bildlich darzustellen. Das Ergebnis liegt in Fig. 5 Taf. III vor, und zwar in dem linken Teil. Über das Zustandekommen des Bildes muß wohl manches zur Erläuterung oder Begründung bemerkt werden.

Vor allem war der Wassergehalt der Proben zu bestimmen. Sorgt man dafür, daß die frisch heraufgebrachte, dem Bohrer entnommene Schlammssäule oder ein Teil derselben ohne jede Vermengung oder Verdunstung d. h. im natürlichen Zustand nach Hause gebracht wird, so kann man daselbst, etwa vermittelt eines halbkugeligen Glasgefäßes mit aufgeriebener Platte, auf leichte Weise den Wassergehalt auf einmal bestimmen und in Prozenten angeben. Hat man es versäumt, den Schlamm in der genannten Weise nach Hause zu bringen, so kann bei dem beschriebenen Bohrverfahren doch sehr wohl die gewünschte Zahl nachträglich berechnet werden. Die Schrumpfung und der Porenraum des getrockneten Schlammes sind gut bestimmbare Größen und gestatten den ursprünglichen Gesamtgehalt an Wasser einwandfrei zu ermitteln. Die Beträge für die einzelnen Proben alle aufzuzählen, ist unnötig, da sie als Prozentsätze in der graphischen Darstellung eingetragen sind, während das Volumen des Schlammes in seinem ursprünglichen Zustand gleich 100 % gedacht ist. Die Reste bis 100 bedeuten die Volumina des Mineralischen und Organischen zusammen. So ergibt sich:

Tiefe in Meter	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5
Volumen des Mineralischen und Organischen zusammen, in Prozenten	11	11	11	11	11	12	13	19	22	26	54	55	56	59

Die Brücke zu dem übrigen bildet der Prozentsatz des Organischen. Ich bestimmte durch Zerstörung des Mineralischen das Gewicht des Organischen als Rest, eine Untersuchung, die bei den verschiedenen Proben mit der pollenanalytischen Aufbereitung verbunden werden konnte (ein Grund mehr für mich, bei diesen praktischen Arbeiten die Zentrifuge beiseite zu lassen!). Durch kalte und siedend heiße 6–7prozentige Salzsäure, sodann durch kalte und heiße 40prozentige Flußsäure mit darauffolgendem nochmaligen Auskochen in verdünnter Salzsäure wurde das Mineralische beseitigt. Aus einem kleineren Bruchteil des Rückstandes konnte dann der Anteil des Organischen in Prozenten bestimmt werden, während der größere Teil zum Zweck der Pollenanalyse weiterbehandelt wurde. Zugunsten des hier angedeuteten Verfahrens zur Bestimmung des Organischen spricht zum mindesten, daß Salz- und Flußsäure als Nichtoxydantien das Organische nicht oder recht wenig angreifen oder lösen. Von einem strengen, absoluten Standpunkt aus könnten vielleicht einige Bedenken erhoben werden. Von entscheidender Bedeutung aber ist hier, daß bei allen Proben die ganz gleiche Methode angewendet wurde. Dadurch kommen die relativen Unterschiede derselben zutage und der Zweck der Untersuchung wird voll erreicht.

Bei der untersten (kalkreichen) Schicht erwies sich der Betrag des Organischen gewichtsmäßig als sehr gering, unter 1 %. In der folgenden dunkleren Schicht durchschnitt-

lich etwa gleich 5 %. In der obersten schwarzen Masse gleich 21 bis 45 %. Ich führe jetzt als Beispiel die Probe aus 2½ m Tiefe an, in welcher 22 % Organisches enthalten war. Da das Trockengewicht des ganzen Schlammes gleich 100 % zu denken ist, so beträgt das Gewichtsverhältnis des Mineralischen und Organischen:

$$78 : 22.$$

Jede dieser beiden Verhältniszahlen wird nun durch das zugehörige spezifische Gewicht dividiert (für die mineralischen Teilchen nahm ich den Durchschnittswert 2,6 an; für die fossilen organischen 0,64.¹ Dadurch erhält man das Verhältnis der Volumina:

$$29,9 : 34,2.$$

Man wird nun diese Zahlen addieren und mit Zuhilfenahme der entsprechenden Größe aus obiger Tabelle die Proportion aufstellen:

$$64,1 : 29,9 = 12 : x.$$

Daraus berechnet sich der Wert 5,6 als Volumenanteil des Mineralischen und entsprechend der des Organischen 6,4.

So ergaben sich für die Reihe der Bohrproben folgende Werte:

Tiefe in Meter	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5
Volumen des Mineralischen	2,4	3	4	5	5,6	7,0	15,6	18,1	21,0	52,3	53,3	54	57,8
Volumen des Organischen in Prozent	8,6	8	7	6	6,4	6,0	3,4	3,9	5,0	1,7	1,7	2	1,2

Um das Zustandekommen der bildlichen Darstellung vollends zu erläutern, muß noch die chemische Zerlegung des Mineralischen besprochen werden. Ich habe ein abgekürztes, an bekanntem Material kontrolliertes Verfahren angewendet, das geeignet war, über die Hauptbestandteile der verschiedenen Stufen der Schlammablagerung hinreichend aufzuklären. Zunächst die unterste, mit Salzsäure aufbrausende Masse: Ich ließ auf eine abgewogene Menge 6–7prozentige Salzsäure bei gewöhnlicher Temperatur einige Stunden lang einwirken unter mehrfachem Aufrühren, bis jegliche Gasentwicklung aufgehört hatte. Dann wurde nach Beseitigung der Chloride die Restmasse mit destilliertem Wasser eingetrocknet und gewogen. So konnte indirekt bestimmt werden, wieviel Prozent durch die kalte Salzsäure beseitigt worden war. Dann wurde die Masse von neuem mit ebenso verdünnter Salzsäure aufgenommen und eine halbe Stunde lang der Siedetemperatur ausgesetzt. Die neu in Lösung gegangene Menge wurde vermittelst gehärteten Filters beseitigt, der Rest wie im ersten Fall eingetrocknet und gewogen. Dadurch konnte leicht berechnet werden, wieviel Prozent durch die heiße Säure neuerdings beseitigt und wieviel endgültig übrig geblieben war.

In ganz gleicher Weise verfuhr ich bei dem Material der zweiten und dritten Stufe. Nur fiel in diesen Fällen die Behandlung mit der kalten Säure weg. Da der Anteil des

¹ Den Wert 0,64 erhielt ich als Ergebnis eines besonderen Versuches. Ich nahm als Beispiel fossiler Pflanzenreste ein Stückchen Torf und bestimmte nach der Pyknometerfläschchenmethode das spezifische Gewicht.

Organischen durch die besondere Voruntersuchung schon bekannt war, konnte er in Abzug gebracht werden. So ergab sich für die drei Stufen der Schlammablagerung das folgende im durchschnittlichen Sinne zu nehmende Bild der Zusammensetzung:

	I	II	III
			(für $2\frac{1}{2}$ m Tiefe)
Ka	56,4 %	—	—
R	6,8 %	19,8 %	64 %
Si	36,8 %	80,2 %	36 %.

Dabei ist das Gewicht des Mineralischen selbst (ohne das Organische) gleich 100 % zu denken.

Unter Ka ist die Summe der Karbonate zu verstehen, unter R alle in Salzsäure schwer löslichen, nicht näher untersuchten Bestandteile, unter Si der endgültige Rest, der aus Quarz und Silikaten bestand.

Diese Prozentsätze bedeuten eigentlich Gewichte. Aber hier dürfen ohne nennenswerten Fehler die Volumenverhältnisse für die Gewichtsverhältnisse genommen werden. Damit ist aber die Grundlage gegeben, um in der graphischen Darstellung, wie es wirklich geschehen ist, die den einzelnen Bestandteilen entsprechenden Trennungslinien einzuzeichnen.

Daß Ka wirklich die Summe aller Karbonate darstellt, wird nicht ganz zutreffen. Ich habe, wie oben schon angedeutet, das abgekürzte Verfahren erprobt an einem Seeschlamm, dessen ausführliche Analyse mir bereits bekannt war. Dadurch wurde wahrscheinlich, daß durch die kalte Salzsäure, die ja immerhin einige Stunden lang auf das fein zerteilte Material einwirkte, nicht nur das CaCO_3 , sondern auch das MgCO_3 gelöst wurde. Aber möglich ist es, daß ein kleiner vielleicht dolomitischer Rest doch ungelöst geblieben ist.

R enthält, wie soeben gesagt, wohl noch einen geringen Rest von Karbonaten, vielleicht auch vom Organischen einen kleinen Bruchteil, sicher aber Eisen und Aluminium in den Verbindungen Fe_2O_3 und Al_2O_3 , welche bei Seesedimenten immer in nicht unbeträchtlichen Mengen vertreten sind.

Si bedeutet die Hauptmasse der ursprünglich im Schlamm enthaltenen quarzischen und silikatischen Bestandteile; alles wohl nicht, da manche Silikate von Salzsäure doch gelöst werden.

Noch eine Mitteilung muß zur Ergänzung des obigen gemacht werden: Bei der Stufe III der Schlammablagerung zeigte es sich, daß der untere und der obere Teil nennenswert verschieden waren (siehe Fig. 5, Taf. III, Mitte, IIIa und IIIb). Jener, von $2\frac{1}{4}$ m bis $3\frac{1}{4}$ m Tiefe, war auffallend gleichförmig beschaffen, lieferte herrliche, im feuchten Zustand rein schwarze Monolithe, die auch in eingetrocknetem Zustand sehr schön sich darboten; hingegen war der obere Teil (von 0 m bis $2\frac{1}{4}$ m) nicht so gleichmäßig, zeigte häufig Schichten, die grünlich schimmernd und weniger dunkel, manchmal in dünneren Lagen sogar hell erschienen. Der in Taf. III Fig. 1 abgebildete „Monolith“ gehört hierher. Ich habe daher die oberste Stufe unterteilt in IIIa und IIIb. Auch bei der Bohrung A zeigte sich dieselbe Erscheinung (Stufe IIIa von $3\frac{1}{2}$ bis 5 m). Die in Fig. 2 dargestellten ein-

getrockneten, ursprünglich natürlich gleich breiten Schlammssäulen sind hier zu beachten: Die oberste gehört der Stufe IIIa an, die zwei untersten der Stufe I und II, die dritte von unten (von der Bohrung A aus 5 m Tiefe stammend) zeigt gerade den Übergang von Stufe II zu IIIa. Was es mit IIIa für eine Bewandnis hat, darüber wird uns die Pollenanalyse eine schöne Aufklärung erteilen.

Von der Stufe IIIb ist noch zu sagen, daß sie mitunter in den helleren Teilen mit Salzsäure mäßig aufbrauste. Es werden wohl Seekreidebildungen sein, die sich dem Schlamm beimengten und ihn weniger dunkel erscheinen ließen. Im übrigen sind uns die Bedingungen, die zu der wechselvollen Ausbildung von IIIb führten, reichlich unbekannt. – Jahresschichten in den Monolithen waren nicht festzustellen,¹ wiewohl manchmal ganz dünne, scharf begrenzte Lagen, offenbar herrührend von klimatisch außergewöhnlichen Einzeljahren bemerkt wurden.

In der bildlichen Darstellung von der Zusammensetzung des Schlammes (Fig. 5 Taf. III) ist wohl keine Stelle des Profils wichtiger und interessanter als die zwischen 4,5 und 5 m Tiefe. Von hier an verschwinden die Karbonate im Seeschlamm. Aber noch etwas anderes änderte sich an dieser Stelle: Das Organische erscheint auf einmal beträchtlich vermehrt. Bei 5 m ergaben meine Untersuchungen 0,8 % und bei 4½ m 6,5 % Organisches, berechnet vom gesamten Trockengewicht des zugehörigen Schlammes. Diese Erhöhung des Prozentsatzes kommt freilich zum Teil daher, daß durch den Ausfall der Karbonate das Gewicht des Organischen relativ zu dem des Mineralischen vergrößert wurde. Aber auch wenn man diesen Umstand rechnerisch ausschaltet, ergibt sich als Resultat immer noch eine Verdreifachung des Organischen. Die bildliche Darstellung (Fig. 5) stellt die soeben betonte absolute Vermehrung unmittelbar dar. Diese sehr wichtige und auffallende Tatsache, welche das Organische betrifft, ist offenbar das Primäre, der Ausfall der Karbonate

¹ Diese Mitteilung kann nicht wundernehmen, wenn man bedenkt, daß Fritz Nipkow (1918) im Züricher See erst von 90 m Wassertiefe an im Faulschlamm Jahresschichtung feststellen konnte; ihr Auftreten war im Schlamm gar nicht tief hinab zu beobachten, vielleicht einige Dezimeter. Die Dicke einer Jahresschicht betrug durchschnittlich 5 mm. Auch ich habe (1930) im Starnberger See bei 117 m Wassertiefe Jahresschichten feststellen können, welche 3,2 mm dick waren. Bei meinen Bohrungen im Großen Plöner See (August 1934, westlich von Bosau bei 54 m Wassertiefe) hatten meine auf dieses Ziel hin gerichteten Bestrebungen keinen Erfolg, obwohl der tiefdunkle oder schwarze Schlamm 10 m tief hinabreichte und ich mit meinem „Schraubenkolbenbohrer“ ideale Monolithe heraufholen konnte. Ich hatte den festen Glauben, daß Jahresschichten vorhanden seien. Es ist mir nämlich bei meinem Aufenthalt an der Biologischen Station zu Plön berichtet worden, Perfiljew sei einmal mit seinen Apparaten nach Plön gekommen und habe Jahresschichten (in den oberen Teilen des Schlammes) nachgewiesen. Er habe sie gut sichtbar präpariert und sie seien „papierdünn“ gewesen. Ich vermute aber, daß es Pseudoschichten waren, irgendwie durch andere Umstände hervorgerufen. Denn sie müßten, wie einfache klare Überlegungen ergeben, in den oberen lockeren Teilen des Schlammes wie bei den anderen genannten Seen sicher auch einige Millimeter dick gewesen sein, so daß sie nicht mehr „papierdünn“ zu nennen gewesen wären. Ich habe mir große Mühe gegeben, aus meinen Monolithen vom Großen Plöner See etwas Derartiges herauszubringen, habe sie z. B., was tadellos gelang, mit Paraffin durchtränkt (vermittels Alkohol und Methylbenzoat) und Dünnschnitte gemacht. Vielleicht stimmt bei Perfiljews Arbeitsweise trotz seiner schönen Erfolge doch nicht alles. Ein Hydrograph hat in den letzten Jahren es als auffallend bemerkt, daß man schon lange nichts mehr von weiteren Ergebnissen dieses Forschers vernommen habe. Am sichersten könnte, was den Großen Plöner See betrifft, die Frage durch Hervorholung zweier im Bosauer Teil am 17. August 1934 versenkten Schlamm-sammelkästen entschieden werden.

das Sekundäre. Oder genauer gesagt: Es hat durch eine damals eingetretene Verbesserung des Klimas eine bedeutende Belebung und Vermehrung der organischen Welt, des Pflanzen- und Tierlebens, stattgefunden; dies hatte wieder zur Folge, daß das dem See zufließende Wasser oder das des Sees selbst kohlenensäurehaltig genug war, um das Kalziumkarbonat und sicher auch das Magnesiumkarbonat¹ der in ihm schwebenden Gesteinsteilchen zu lösen.

Indem von jetzt an die organischen Teilchen sich relativ viel reichlicher am Grunde absetzten, war es den gleichzeitig sich niederschlagenden mineralischen Teilchen unmöglich, sich so dicht aneinanderzuschichten, als wie es bei Stufe I möglich war. Den vergrößerten Zwischenraum aber mußte hauptsächlich das Wasser ausfüllen. Daher ist es nicht zu verwundern, daß gerade an dieser Stelle (zwischen 4½ und 5 m, siehe Darstellung) eine bedeutende Vermehrung des Wassergehaltes eintrat. Das hat eine direkte Untersuchung ergeben. So kommt es auch, daß Schlamm von Stufe II beim Eintrocknen viel beträchtlicher einschrumpft als Schlamm von Stufe I. Siehe Fig. 2 Taf. III.

Zwischen 3 und 3½ m Tiefe hat sich in abgeschwächtem Maße Ähnliches abgespielt. Die Ursache aber war vermutlich eine wesentlich andere. Genaueres kann hierüber erst später mitgeteilt werden.

Am Schlusse dieses Kapitels sei eine die Biologie des Freibergsees betreffende Mitteilung angefügt: Die gründliche Beschäftigung mit dem Schlamm des Sees hat mich in den obersten, also gegenwärtig sich bildenden Schichten (an den tieferen Partien des Grundes) die Statoblasten von *Cristatella macedo* Cuv. finden lassen. Das ist eine Moostierchenart, welche im Gegensatz zu allen anderen Arten das Besondere an sich hat, daß ihre Kolonien wie Individuen höherer Ordnung Eigenbewegungen auf einer Kriechsohle ausführen können. In ähnlicher Weise konnte ein Süßwasserschwamm nachgewiesen werden: *Spongilla lacustris* (L) forma typica. Es fanden sich im rezenten Schlamm des tieferen Grundes außer den gewöhnlichen Skelettnadeln auch die in ihrer besonderen Form der genannten Art zukommenden Fleisch- und Gemmuläbelagsnadeln vor. Lebend habe ich aber die beiden Tierarten an diesem See noch nicht gesehen. Ihr Vorkommen daselbst war bis jetzt unbekannt.

III. DIE POLLENANALYSE

Die Blütenstaubkörner der Waldbäume haben sich in jedem Abschnitt der Postglazialzeit dem Wasser des Sees beigemischt und wurden mit dem sich bildenden Schlamm am Grunde abgesetzt. So war es möglich, für die Oberstdorfer Gegend ein Bild der Waldgeschichte zu entwerfen. In Fig. 5 der Taf. III ist die allmähliche Einwanderung der Baumarten von der frühesten Zeit an bis herauf zur Gegenwart graphisch dargestellt. Entsprechend den Tiefen, aus welchen die Proben stammen, wurden, wie üblich, Ordinaten eingetragen, die den Prozentsatz wiedergeben, mit welchem eine Pollenart in der Probe vertreten war, berechnet von der Gesamtmenge aller gezählten Baumpollen. Bei den mikroskopischen Arbeiten, die zu diesem Ziele nötig waren, verfuhr ich besonders in Betreff der Pollendiagnose mit der größten Umsicht und Sorgfalt. Sie war erschwert durch den meist ungünstigen Erhaltungszustand der Objekte, andererseits erleichtert dadurch,

¹ Daß das Magnesiumkarbonat durch Vermittlung der Kohlensäure in der Regel auch mitgelöst wird, dafür einige Beispiele: Wasser vom Niedersonthofener See aus 17 m Tiefe enthielt 76,9 % CaCO_3 und 17,9 % MgCO_3 , Innwasser bei Passau 52,1 % CaCO_3 und 18,3 % MgCO_3 , Quellwasser von Warmensteinach im Fichtelgebirge 6,1 % CaCO_3 und 8,9 % MgCO_3 berechnet aus dem jeweiligen Rückstand gleich 100 %.

daß ich bei der besonderen von mir verwendeten Methode (Glyzerin als Immersionsflüssigkeit, Immersionslinse $\frac{1}{7}$ Fl., Hinweglassung des Deckglases) die einzelnen Pollen mit Leichtigkeit nach allen Seiten hinwenden konnte. – Das in sich geschlossene Gesamtbild, welches das Ergebnis darstellt (Fig. 5), kann erfreulicherweise als Beweis gelten, daß die Pollenanalyse bei den Sedimenten des Freibergsees durchaus möglich war und daß nicht etwa ein Teil der bei solchen Arbeiten in Betracht kommenden Pollenarten, wie das manchmal vorkommt, durch Zersetzung in der Natur zum Ausfall gekommen ist.

Bevor ich zur genaueren Beurteilung der pollenanalytischen Ergebnisse übergehe, muß über die Methodik noch einiges bemerkt werden. Alle Leser, welche nicht selbst auf diesem Gebiet praktisch arbeiten, bitte ich, den folgenden Abschnitt zu überschlagen.

a) Über die Methode der Aufbereitung

Um das Mineralische einer Schlammprobe gänzlich zu beseitigen, wurde zuerst (wenn Karbonate vorlagen) kalte und siedend heiße 6–7prozentige Salzsäure angewendet, sodann kalte und heiße 40prozentige Flußsäure mit darauffolgendem nochmaligen Auskochen in verdünnter Salzsäure. Die jetzt übriggebliebenen organischen Reste mußten, um die darin enthaltenen Pollen zu konzentrieren, reduziert werden. Dies geschah auf zweifache Weise: 1. Durch Chlorierung (3 Minuten lang) mit darauffolgendem Dekantieren. 2. Durch Einwirkung von rauchender Salpetersäure (5 Minuten lang) und unmittelbarem Übergang zu Wasser mit darauffolgender Dekantierung.

Eine Zentrifuge wurde nicht angewendet.

Von Zetzsche und Kälin (Bern) wurde die Verwendung der rauchenden Salpetersäure übernommen. Damit diese stark oxydierende Flüssigkeit nicht schädlich auf die wertvollen Objekte: Pollen, Sporen, Kutikulen usw. wirke, empfehlen die genannten Forscher als Schutzwirkung eine vorausgehende Halogenisierung des Materials, und zwar, wie sie angeben, am bequemsten eine Bromierung. So habe ich früher (vgl. meine Abhandlung: „Die Pollenanalyse ausgedehnt auf alle Sedimentgesteine der geologischen Vergangenheit.“ *Paläontographika*. Abt. B. Band LXXXIV. 1938) mich des Broms beim Aufbereiten bedient. Die Anwendung dieser in Wasser unlöslichen Flüssigkeit erfordert aber ein vollständiges Eintrocknen des in wässriger Suspension vorliegenden fein zerteilten Materials; es bilden sich bei der Weiterbehandlung Krusten, die sich oft nicht mehr lösen wollen und erhebliche Schwierigkeiten verursachen. So ist es besser, eine Chlorierung vorzunehmen. Da braucht man nicht eintrocknen, vielmehr hat man die feinen organischen Teilchen aus wässriger Suspension in eine solche mit Eisessig überzuführen, und das kann immer leicht geschehen.

Kritische Untersuchungen, welche ich anstellte, haben übrigens dargetan, daß es sich mit jener Schutzwirkung nennenswert anders verhält, als man nach den Angaben von Zetzsche und Kälin erwarten könnte. Doch gewährt das oben angegebene Verfahren die volle Garantie, daß kein Pollen, auch nicht der etwas empfindliche Buchenpollen, irgendeinen Schaden erleidet. Der Chlorierung muß dabei eine andere Bedeutung zuerkannt werden: Sie hat auf besondere Weise mitzuhelfen, die Masse des Organischen zu reduzieren.

Die rauchende und die konzentrierte Salpetersäure habe ich bei meinen früheren Arbeiten (vgl. die oben genannte Abhandlung) in Anlehnung an die Methode der beiden

Forscher reichlich, allzureichlich verwendet. Bei den hier zu erledigenden pollenanalytischen Aufgaben war es dringend erforderlich, ihren Gebrauch einzuschränken. Die konzentrierte Salpetersäure konnte ganz beiseite gelassen werden und die rauchende ließ ich nur so lange (5 Minuten!) unverdünnt, als sie nötig hatte, ihre Hauptwirkung auszuüben. – Auch möchte ich hervorheben, daß die ausgiebige Einwirkung der heißen Flußsäure, sowie die der kochenden Salzsäure die Pollen, um die es sich hier handelt, bedeutend widerstandsfähiger gegen oxydierende Einwirkungen macht und daß deshalb die Verwendung jener Säuren auch empfohlen werden müßte, wenn keine mineralischen Substanzen zu zerstören wären.

Hinsichtlich des Dekantierens wurde betreff Zeit und Material sparsamer und doch wirksamer verfahren als bei der früher von mir beschriebenen Arbeitsweise: In einem weiten Glaszylinder ($d = 27$ cm) wurde das filtrierte Wasser nur 2 cm hoch eingefüllt, nach 3 Stunden (also $1\frac{1}{2}$ Std. pro cm gerechnet) abgesaugt, während man das Glas in eine geneigte Lage gebracht hatte. – Beim Chlorieren wurde milde verfahren. Das Volumenverhältnis der nacheinander zu verwendenden Mittel (Eisessig, Natriumchloratlösung, konzentrierte Salzsäure) wurde gleich $40 : 1,5 : 5$ genommen. – Das Dekantieren nach der Chlorierung, ebenso wie nach Einbringung der rauchenden Salpetersäure hat noch eine besondere Bedeutung: Indem die vielen schwebenden, eine starke Trübung verursachenden Substanzen abgeführt werden, findet eine sehr erfreuliche Reduktion der Masse des Organischen statt. Doch darf man das Dekantieren nicht oft wiederholen, wohl nur ein bis zweimal, bis die hauptsächliche Trübe beseitigt ist.

Von hoher Bedeutung mit Rücksicht auf die Säuren sind die gehärteten faserfreien Filter (C. Schleicher und Schüll Nr. 575). – Das Wasser (Wasserleitungswasser und destilliertes) mußte vor dem Gebrauch natürlich filtriert werden. Auch dazu sind die sehr dichten „gehärteten Filter“ nur zu empfehlen. „Bakterienfilter“ zu diesem Zweck zu verwenden, dürfte dagegen recht überflüssig sein.

Hat eine Schlammprobe ziemlich viel Organisches in sich, so ist sie eingetrocknet oft sehr hart und muß für die Aufbereitung sorgfältig in kleine Stücke zerlegt werden. Diese lösen sich bei den Prozessen für gewöhnlich nicht. Ich habe in solchen Fällen – nach der Chlorierung – ein Zerreiben zwischen zwei Bronzesieben (Maschenweite 200μ) unter Wasser vorgenommen. Die vollständige Auflösung erfolgte dann von selbst durch die hierauf verwendete rauchende Salpetersäure. – Wie schon erwähnt, hatten die Pollen im Falle dieser den Freibergsee betreffenden Untersuchung einen zumeist ungünstigen Erhaltungszustand. Ob dies durch Eintrocknen des Materials verursacht war oder andere Ursachen hatte, vermag ich nicht zu beurteilen. Auffallend war mir, daß die Föhrenpollen in den untersten, also ältesten Proben (Stufe I), die beim Austrocknen am wenigsten einschrumpften, der Form nach am besten erhalten waren.

b) Das Pollendiagramm

Bei der Probe aus 6,5 m Tiefe, der ältesten, welche heraufgeholt wurde, war die Föhre mit 69 %, die Birke mit 9 %, die Weide mit 22 % vertreten. Der absoluten Zahl nach war aber der Befund an Pollen ein sehr dürftiger. So blieb es auch bei den darauffolgenden Proben aus 6 m, $5\frac{1}{2}$ m und 5 m Tiefe. Nur wechselte das Verhältnis der Arten untereinander. Faßt man das Diagramm für die Weide, das sich für die früheste Zeit ergeben

hat, besonders ins Auge, so könnte man glauben, daß diese Baumart damals eine bedeutende Entwicklung erlebt habe; aber sie war spärlich vertreten, wie die anderen „kälte-liebenden“ Baumarten jener Zeit auch. Man muß immer bedenken, daß in der Zeichnung nur der Wechsel des Pollenzahlenverhältnisses dargestellt wird.

So wäre es z. B. weit gefehlt, wenn man in bezug auf die Probe aus 4 m Tiefe glauben würde, daß die Föhre annähernd doppelt so zahlreich vorhanden war als bei 4½ m. Es hat in diesem Zwischenraum offenbar ein riesiges Anwachsen der Föhrenpollenzahl stattgefunden, herrührend von einer Masseneinwanderung dieser Baumart, ohne Zweifel der Waldkiefer. Der Prozentsatz für Weide und Birke wurde dadurch sehr stark herabgedrückt (unter 1%), ohne daß der absolute Bestand dieser Baumarten geringer geworden sein müßte. Eine einfache Rechnung hat daher wohl ihre Berechtigung:

Bei 4½ m hat man 60 % Föhrenpollen. Der Prozentsatz für Birke und Weide beträgt durchschnittlich 20 %. Das Verhältnis ist also

$$60 : 20.$$

Durch die Einwanderung hat sich dieses Verhältnis geändert in

$$99 : 0,7.$$

Es besteht also die Proportion:

$$(60 + x) : 20 = 99 : 0,7$$

$$x = 2780$$

$$\frac{2780}{60} = 46; \text{ d. h. die Zahl der Föhrenpollen, die in der Gegend ausgestreut wurden,}$$

hat sich nicht etwa annähernd verdoppelt, sondern ist vielleicht 40 bis 50 mal größer geworden.

Wenn die Waldkiefer in spärlicher Zahl vielleicht schon vor diesem Ereignis in der Gegend vorhanden war, so ist doch die Masseneinwanderung sicher durch eine vorausgegangene entschiedene Klimaänderung bedingt gewesen. Das neue Klima war das kontinentale, da die Waldkiefer, deren biologische Individualität uns wohl bekannt ist, ein „kontinentaler“ Baum ist. Es wäre aber, da die Wanderung einer Baumart Zeit beansprucht, unsinnig, anzunehmen, daß mit der Klimaänderung sofort auch der entsprechende Baum dagewesen sein müßte. Der kann erst reichlich später eingetroffen sein. So sind wir der Meinung, daß jene Änderung, die sich zwischen 4½ und 5 m Schlammtiefe durch Vermehrung des Organischen im See kundgab (s. Taf. III Fig. 5 links) der Beginn der kontinentalen Epoche mit ihren heißen Sommern und kalten Wintern gewesen ist. Erst später, zwischen 4 und 4½ m, traf dann die Hauptmasse der Waldkiefer als erste Vertreterin ein; es folgten hierauf in gewissen zeitlichen Abständen die anderen dieses Klima kennzeichnenden Baumarten: die Hasel, der Eichenmischwald und zuletzt die Fichte. – Daß die Hasel vor dem Eichenmischwald einwanderte, dafür ergaben sich Anhaltspunkte in den mikroskopischen Befunden. Freilich ein dem Eichenmischwald vorausgehender „Haselgipfel“ konnte nicht festgestellt werden. Als Grund könnte man vermuten, daß in diesem Gebirgswinkel manches sich anders abgespielt hat als außerhalb der Alpen. Viel wahrscheinlicher aber ist es, daß hier die Probeentnahme (von ½ zu ½ m) zu wenig dicht gewesen ist. – Der Eichenmischwald war wie sonst durch die Pollen von Eiche, Linde und Ulme vertreten; dazu hat man noch Esche und Ahorn zu denken, deren

Pollen sich nicht erhalten, welche aber anderweitig durch makroskopische Befunde hinreichend als Glieder des E.M. bezeugt sind. Als dieser reiche Laubwald mit der ihn begleitenden Tierwelt hier in der Gegend des Sees offen, licht, viel Unterholz enthaltend herrschte mit seinen mächtigen Eichen, welche Plinius bewundernd den Römern schilderte, muß in der Tat die Gegend des Sees einen wunderbaren Charakter geboten haben. Dieser Wald hat eine besondere Spur hinterlassen: Als in der Seeumgebung die Bodenbildung von besonderer Art war und die Wildschweine ihr bestes Gedeihen fanden, wurde gleichzeitig im See jener auffallende, gleichmäßig schwarze Schlamm (Stufe IIIa) abgesetzt, welcher oben geschildert wurde und als Nachwirkung jener Zeit betrachtet werden muß (vgl. Fig. 5, Taf. III).¹ – Als letztes Glied der kontinentalen Epoche wanderte die Fichte ein. Sie eroberte sich bald eine beherrschende Stellung und hielt sie, da es sich um ein montanes Gebiet handelte, trotz der dann folgenden weiteren Klimaänderung fest bis in die Gegenwart herein.

Bei der Tiefe $2\frac{1}{2}$ m des Schlammes beginnt die Tanne Anteil zu nehmen im Pollenbild; sie hat ein hohes Feuchtigkeitsbedürfnis und ist ein „atlantischer“ Baum. Ihr reichliches Auftreten zeigt an, daß das Klima ein entschieden anderes geworden war. Bei 2 m Tiefe fangen die Buchenpollen an, sich sehr erheblich geltend zu machen. Diese sehr wichtige Laubbaumart erfordert gleichfalls viel Feuchtigkeit in der Luft, insbesondere auch viel Niederschläge im Sommer. Sie bestätigt in besonderem Maße die durch die Tanne schon angezeigte Klimaänderung, wonach das Landklima sich dem Seeklima genähert hat. Nach der Buche ist dann wohl die noch mehr dem ozeanischen Klima angepaßte Eibe in die Region der Allgäuer Alpen, wo sie heute noch zu finden ist, eingedrungen. Ihre Pollen erhalten sich bekanntlich nicht. – Entsprechend den stark geänderten Verhältnissen ist auch der Charakter der Schlammablagerung in unserem See ein anderer geworden (siehe oben).

Mein Versuch einer Klimaeinteilung auf Grund der Befunde ist diesen Ausführungen entsprechend in Fig. 5 Taf. III niedergelegt.²

¹ Die Stelle in der bildlichen Darstellung der Schlammzusammensetzung, welche zwischen 3 und $3\frac{1}{2}$ m Tiefe gelegen ist und auf die schon hingewiesen wurde, zeigt eine Veränderung an, welche – im Gegensatz zu der Stelle zwischen $4\frac{1}{2}$ und 5 m – u. E. nicht durch eine Klimaänderung hervorgerufen wurde, sondern durch die Änderung der Vegetation in der Seeumgebung (Einzug des E.M.).

² Vom Gesichtspunkt des Klimas muß über die petrographische Eigenart des Schlammes noch einiges bemerkt werden. Ich habe mir die Frage vorgelegt, ob nicht der fast ausschließlich anorganogene Schlamm, der zuunterst im Kessel des Freibergsees abgelagert ist (Stufe I), in einer früheren, vielleicht sehr windreichen Klimaepoche hereingeweht worden sein könnte. Außerordentlich zuflußarm ist ja der See auch heute noch. Sortiert man die Gesteinsteilchen des mit destilliertem Wasser reichlich ausgekochten Schlammes der untersten Stufe nach ihrer Größe, indem man nach je 1 Minute, nach je 5 Minuten, nach je 20 Minuten oftmals dekantiert, so erhält man zusammen mit dem Rest 4 Fraktionen. Diese habe ich mit verdünnter Salzsäure quantitativ nach ihrem Karbonatgehalt geprüft. Das Ergebnis war, daß mit steigender Korngröße der Anteil der Karbonate ziemlich gleich blieb. Dieser Umstand scheint nicht für Transport der Mineralteilchen durch Winde zu sprechen. Sind dagegen die Teilchen, welche den Schlamm bilden, durch das rinnende Wasser hineingespült worden, dann entstammen sie zum größten Teil dem Flysch, der den ganzen Kessel des Sees mit Umgebung bildet und daselbst vorwiegend durch feinsandhaltige Kalksteine vertreten ist (Größe der Sandkörner bis 200 μ , in manchen sich rauh anführenden bis 600 μ). Aus diesen, sowie aus Moränenmaterial läßt sich der Schlamm von Stufe I ganz und gar ableiten. Die Glaukonitkörner der Flyschgesteine z. B. findet man im Schlamm des Sees wieder. So konnte kein weiterer Anhaltspunkt für die Klimageschichte aus der Natur des Seeschlammes gewonnen werden.

D. INTERGLAZIALES

Im Allgäu findet sich bei Imberg unweit Sonthofen ein durch Gumbel bekanntgewordenes, durch A. Penck 1882 als interglazial nachgewiesenes Schieferkohlenlager. Es ist etwa 955 m über dem Meeresspiegel gelegen und 212 m über dem heutigen Illertalgrund bei Altstädten. Die Mächtigkeit beträgt einige Meter. Daß es, wie Penck vermutete, eine Hochmoorbildung darstellt, davon habe ich mich bei meinen mannigfachen, auf diese Schieferkohle gerichteten mikroskopischen Untersuchungen nicht überzeugen können. Es war wohl ein Flachmoor, das auf einem sehr mächtigen Aufschüttungsboden der ehemaligen Iller gelagert war. Der heute gebliebene Rest ist bis auf 1½ km zu verfolgen, woraus zu entnehmen ist, daß das Moor einst in sehr weiter Ausdehnung den Talgrund bedeckte.

1914 wurden drei Stollen zum Abbau im Löwenbachtobel angelegt. Die Kohlennot 1917–1919 brachte eine Erneuerung des Bergbaus. Doch ist er im November 1920 schon wieder ganz eingestellt worden, so daß die großen durch ihn geschaffenen Entblößungen allmählich wieder verloren gingen. Die Aufschlüsse sind mir aus den Jahren 1915 und 1917 wohl bekannt. Juli 1940 besuchte ich die Örtlichkeiten wieder und hoffte, schöne Probestücke zur pollenanalytischen Untersuchung aus bestimmten Horizonten des Flözes mir beschaffen zu können. Leider aber fand ich eine grauenhafte Verwüstung vor, so daß von all den natürlichen und künstlichen Aufschlüssen fast gar nichts mehr zu finden war. Das Stück, das ich zur Untersuchung nach Hause brachte, war nicht recht befriedigend; auch konnte nicht näher bestimmt werden, aus welcher Lage es eigentlich stammte. Ich kann nur sagen, daß es der unteren Hälfte nicht angehörte.

Die oben beschriebene, auch in diesem Fall verwendete Methode des Aufschließens hat sich wieder gut bewährt. Ich erhielt folgendes Bild:

Fichte	35 %	E.M.	8 %
Tanne	15 %	Buche	1 %
Föhre	14 %	Weide	1 %
Erle	26 %	Hasel	3 %

Von der Birke konnte auffallenderweise nichts bemerkt werden. Dies gilt auch von den Untersuchungen, welche ich (ohne die Zählmethode) früher schon über den Pollengehalt der Imberger Schieferkohlen angestellt habe. So hat sie, wie es scheint, der Gegend ganz gefehlt. Um so häufiger waren die Pollen der Erle. Doch sagt dies vielleicht nur aus, daß Erlenbestände des Talgrundes sich in der Nähe befanden. Die für die Pollenanalyse in Betracht kommenden Glieder des E.M. Eiche, Linde, Ulme waren alle vorhanden. Sicher erkannt wurden, wenn auch in geringer Zahl, Pollen der Buche (*Fagus silvatica* L.). Zahlreiche und mannigfache Kräuterpollen wurden beobachtet.

Die Pflanzenreste der Imberger Kohle sind makroskopisch schon öfters, wenn auch meist nur flüchtig, untersucht worden. So kann hier zur Ergänzung des Obigen noch einiges mitgeteilt werden: Die Fichte war *Picea excelsa*, allerdings, wie schon Penck bemerkte, mit auffallend kleinen Zapfen. Die Föhre wird als *Pinus silvestris* angegeben (J. Schuster: „Paläobotanische Notizen aus Bayern“. Ber. Bayer. Bot. Ges. Bd. XII. 1909). An Laubbäumen konnten nur *Corylus avellana* L. und eine Art von *Alnus* festgestellt werden.

In unserem Pollendiagramm vom Freibergsee (Fig. 5 Taf. III) kann das mitgeteilte Pollenbild von Imberg mit überraschender Eindeutigkeit eingeordnet werden. Siehe die durch den Pfeil gekennzeichnete Stelle. Alle kontinentalen Baumarten (Waldkiefer, Hasel, E.M., Fichte) haben in dem damaligen oberen Illertal schon ihren Einzug gehalten; ja die kontinentale Epoche muß als schon vergangen betrachtet werden, da die Tanne bereits reichlich vorhanden und die Buche, wie es scheint, im Anzug begriffen war. Man wird jene Zwischenzeit wirklich als interglazial, nicht als interstadial ansprechen müssen. Sollte sie nicht identisch gewesen sein mit einer der Interglazialzeiten Pencks, so müßte wohl eine der Zeiten, die man bisher für interstadial gehalten hat, zu einem höheren Rang hinaufgerückt werden.

Zum Vergleich habe ich noch eine Probe, welche freilich nicht dem Allgäu zugehört, untersucht. Sie stammt aus den herrlichen „interglazialen“ Seetonen von Krünn nördlich von Mittenwald, welche Penck vornehmlich als Stütze für seine 1922 entwickelten neueren Anschauungen dienten. Das Material ist aus mittlerer Höhe entnommen (9,5 m über dem untersten Punkt der im ganzen 17,9 m tief erschlossenen, sehr gleichmäßigen Tone).

Ähnlich dem Schlamm aus Stufe I des Freibergsees enthielt das Material nur sehr wenig Organisches, nämlich 0,7 %, war anorganogen und brauste mit Salzsäure lebhaft auf. Der Pollengehalt war sehr dürftig. Ich habe nur 47 Baumpollen durchgemustert, davon waren 95 % Föhrenpollen; der Rest erschien etwas problematisch: einige Fichtenpollen in zweifelhaftem Zustand (Ferntransport durch Winde? Sekundär eingelagert?) und vielleicht ein Salixpollen.

Die Anschauungen Pencks, daß die quartären Ablagerungen des Isartales dem Riß-Würm-Interglazial angehören, werden durch diesen Befund nicht unterstützt. Jener See von Mittenwald befand sich in einer Umgebung, welche eine ganz dürftige, einem kalten Klima entsprechende Vegetation aufwies. Kohlensäure, um die Karbonate zu lösen, war nicht vorhanden. Ein Vergleich mit dem heutigen Plan- und Heiterwanger See, welchen Penck anstellte, entbehrt der Begründung. Daß dieser „See bei Mittenwald“ vielleicht überhaupt kein See im normalen Sinne des Wortes war, vielmehr „durch Gletscherstau und Toteis oder Moränenverbauung“ hervorgerufenes stehendes Gewässer, scheint aus den sedimentpetrographischen und sonstigen Untersuchungen von Elisabeth Sauer (1938) hervorzugehen. – Auch von einem anderen Gesichtspunkt aus kann die Auffassung Pencks bezweifelt werden: An mehreren Stellen seines Werkes spricht dieser Forscher selbst mit Bewunderung über die Leistungen der Würmzeit. Einiges davon habe ich schon zitiert. Daß dem ganzen Eiszeitalter eine ungeheure Erosionswirkung zukommt, glauben wir bewiesen zu haben. So scheint es uns mit dieser Auffassung unvereinbar, daß die Würmeiszeit, welche einen so hervorragenden Abschnitt des Eiszeitalters darstellt, im Inntal – also im inneren Gebiet, im Gebiet der eigentlichen glazialen Erosion – weiter nichts bewirkt haben soll, als in vorher abgelagerten losen Schottern nur eine flache, die Breite des Tales nicht einmal ausfüllende Rinne auszuschürfen. Das Würmglazial muß von höherer Größenordnung gewesen sein. Penck, der die These von der präglazialen Mittelgebirgsform der Alpen aufstellte, scheint hinter sich selbst zurückzubleiben, wenn er so geringe Wirkungen annimmt und Auffassungen zuneigt, wie sie der Arbeit von J. Müller zugrunde liegen. Zu welchen Folgerungen dies führt, haben wir gezeigt.

Welchen Zeitraum die Imberger Kohle innerhalb jener ganzen Zwischenzeit umfaßte, könnte man wohl besser beurteilen, wenn vom obersten und vom untersten Teil des Flözes eine Probe pollenanalytisch untersucht würde. Es ist sehr schade, daß die durch den Abbau bis November 1920 geschaffenen großen Entblößungen nicht besser genutzt wurden. Sie gingen rasch und gründlich wieder verloren. Schon 1921 war z. B. die 5 m mächtige tonige Unterlage des Flözes nicht mehr anstehend erschlossen. Hätte man frisches Material in stetiger vertikaler Folge von der untersten Lage des Tones bis zum obersten Rand des Flözes, auch Proben aus einer viel tiefer gelagerten weiteren Tonschicht (vgl. Penck 1922), zum Zweck der Pollenanalyse gesammelt, so würde man heute einen erheblichen Teil der Entwicklung überblicken und ein unvergleichlich besseres Urteil über die Bedeutung jener Zwischenzeit fällen können. Das ehemalige Moor wurde, wie die von Penck erforschten Aufschlüsse beweisen, nach seiner Entstehung in den folgenden Abschnitten jener Epoche wieder zugeschüttet und unter Illerschotter begraben. Wie lange mag sie wohl im ganzen gedauert haben? Wie und mit welchem Höhepunkt mag das Klima abgelaufen sein?

Es ist mir gelungen, für die Illergegend, welche die Imberger Schieferkohle enthält, einen weiteren interglazialen (oder interstadialen?) Aufschluß zu entdecken. Das ist die fossilführende Kiesgrube von Steufzgen oder Elharten, südwestlich von Kempten, nahe der Grenze dieser Stadt. In einer 1932 verfaßten Schrift habe ich darüber berichtet. Die horizontal geschichteten Schottermassen enthalten nur untergeordnet Sandschichten, welche wohl zu unterscheiden sind von den manchmal vorkommenden Nestern lößähnlichen gelblichen Materials (umgeschwemmter sandhaltiger Löß?) mit spärlich eingebetteten Schnecken. Oben ist mächtige Grundmoräne (Blocklehm) aufgelagert. Das Heimatmuseum der Stadt Kempten birgt eine von mir mit vielem Fleiß zusammengebrachte Schneckensammlung, die der Grube entstammt. Auch alle von da herrührenden, in der Sammlung aufbewahrten Knochenreste (vornehmlich *Equus caballus fossilis* und *Cervus elaphus*) sind direkt oder indirekt meinen jahrelangen Bemühungen um diesen Fundort zu danken. Was ich 1932 von einem Großbrindknochen berichtete, ist nicht ganz gesichert. Elefantenreste hat die Grube schon öfters geliefert; doch konnte noch nie sichergestellt werden, ob es sich um *E. antiquus* oder *E. primigenius* handelt. Zur Beurteilung des Klimas wäre dies von Bedeutung. Von Spuren der Anwesenheit des Menschen hat man bis jetzt nichts gehört. Da in der anscheinend etwas armseligen Schneckenfauna die drei bekannten Lößschneckenarten doch eine ziemlich beträchtliche Rolle spielen, ist wohl ein unwirtliches, doch immerhin schon annähernd kontinentales Klima für die damalige Zeit zu vermuten. Leider kann aus der Anwesenheit des Edelhirsches, dessen Reste anderweitig auch in ausgesprochenem Löß gefunden wurden, nichts Sicheres in klimatischer Hinsicht gefolgert werden. Soll die Pollenanalyse einen wertvollen Beitrag zur Lösung der sich aufdrängenden Fragen liefern, so müßte sie wohl nach modernen Methoden von neuem in Angriff genommen werden. Die erwähnte Schrift hat den Titel: Die Schotter von Steufzgen und die interglaziale Schieferkohle bei Sonthofen. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Bayreuth. 1932. — In dieses Kapitel müßte vielleicht auch der auf S. 59 behandelte diluviale Höhenzug eingereiht werden.

E. ZEUGNISSE DER GLAZIALEROSION IM ALPENVORLAND

I. Das Querprofil des Illertales in der Kemptener Gegend

Das Bett des ehemaligen Illervorlandgletschers ist in ein den Alpen vorgelagertes erhöhtes Tertiärgelände eingesenkt, das ursprünglich eine einheitliche, im Westen stärker entwickelte Masse darstellte. Er hat sich dieses Bett im Laufe des Eiszeitalters vorwiegend selbst geschaffen. Damit hängt es zusammen, daß man, ohne Moränen einzuzeichnen, die Ausdehnung des letzten Illergletschers lediglich durch Höhenschichten des heutigen Tertiärlandes sehr wohl veranschaulichen kann. Bei keinem anderen Vorlandgletscher nördlich der Alpen kann so etwas gesagt werden. Fig. 4 Taf. VI zeigt das Bild, in welchem zugleich ein Überblick über die zu behandelnde Glaziallandschaft geboten wird.

In derselben Karte ist das Querprofil eingetragen, das auf Tafel V Fig. 1 mit zehnfacher Überhöhung dargestellt ist. Es geht 4 km südlich von Kempten (bei Hegge) hindurch und reicht von den Eschacher Bergen herüber bis zum Kemptener Wald. Die Iller von heute fließt hier in 690 m Meereshöhe. Auch ist in dem Profil der Talgrund der präglazialen Iller eingetragen. Seine Höhe konnte dem in Taf. IV Fig. 1 entworfenen Längsprofil, das von zwei Seiten her auf erfahrungsmäßiger Grundlage aufgebaut ist, entnommen werden; sie betrug ungefähr 935 m, d. h. die Iller floß hier bei Beginn des Eiszeitalters etwa 245 m höher als heute.

Im Westen erhebt sich das Eschacher Waldgebiet, welches mit seiner höchsten Erhebung (Ursersberg 1130 m, ein zwischen dem Kürnach- und dem Eschachtal gelegener Rücken) die heutige Iller (bei Hegge) um 440 m, die präglaziale um 195 m überragt. Dieses erhöhte Molasseland ist deshalb von besonderem Interesse, weil es ein zwischen Rhein- und Illergletscher eingeschlossenes, vom glazialen Eis nie überdecktes Gebiet darstellt. Nur Firnschnee und Wasser haben hier modellierend gewirkt, ein einzigartiges Beispiel im Norden der Alpen. Genaueres ist noch mitzuteilen.

Auf der anderen Seite, d. h. östlich der Iller, erhebt sich der Rücken des Kemptener Waldes, dessen Meereshöhe zwischen 920 und 950 m schwankt.

Hat nun inmitten des Kemptener Landes die Glazialerosion in so erstaunlichem Maße gewirkt und ist andererseits im Westen ein Gebiet vorhanden, welches nie eine eigentliche Eisbedeckung und entsprechende Glazialerosion erfahren hat, so muß in dem Raum dazwischen eine Grenze zu finden sein, welche die so verschieden beeinflussten Gebiete scheidet. Sie ist in der Tat vorhanden. Man sehe sich die linke Seite des Profils in Taf. V an; sie stellt in bezug auf die zur Rede stehenden Dinge sozusagen den Aufriß dar. Andererseits die Höhenschichtenkarte der Tafel VII, welche den Grundriß vertritt. Man sieht in ihr die durch die Pfeile A und B hervorgehobene Grenzlinie; östlich derselben das vom Eis beherrschte und westlich das von der Eiswirkung freigebliebene Gebiet. Auch erkennt man im Aufriß die durch einen Pfeil hervorgehobene Erosionsstufe von bedeutendem Ausmaß. Im Grundriß die auffallende Tatsache, daß diesseits der Linie A-B die Landoberfläche ganz anders ausgeprägt erscheint als jenseits. Dort findet man ruhige Formen mit inselartig herauspräparierten Erhebungen, hier das Kontinuierliche der Wasserwirkung. Die überaus merkwürdige Grenze, welche vom Blender zum hohen Kapf dahinzieht, läßt sich südwärts weiterhin verfolgen und wird später noch näher zu besprechen sein.

Auf der östlichen Seite sieht man im Grundriß (s. Taf. VI Fig. 4) nur die ruhigen oben schon beachteten Formen, im Aufriß eine geringe Rückenhöhe und das Fehlen von Erosionsstufen. Es liegt der Gedanke nahe, daß hier beim Kemptener Wald Lech- und Illergletscher, indem sie von beiden Seiten her ungemein lange einwirkten, die anfangs vorhandenen Erosionsstufen zum Verschwinden gebracht und das Gebiet in eine Rumpffläche verwandelt haben. Danach wäre das Relief des Kemptener Waldes ein in höchstem Maß glazial gestaltetes.¹

II. Die altdiluviale Nagelfluh am Blender

Es muß nun von einer diluvialen Nagelfluh berichtet werden, die ich 1915 am Blender, dem vielbesuchten Aussichtsberg westlich von Kempten, in 1050 m Meereshöhe entdeckte und welche mir besonders jetzt im Zusammenhang mit den hier zu behandelnden Fragen wertvoll erscheint. Wie sie äußerlich in natürlichen Felsentblößen zu Tage tritt, ist aus der photographischen Ansicht der Taf. VI zu ersehen. Sie ist hart und löcherig. Ihre heute noch übrige Mächtigkeit beträgt 14 m, die Länge, in der sie erhalten ist, etwa 250 m. In Fig. 2 der gleichen Tafel sind die orographischen Verhältnisse wiedergegeben: In einer dornförmig schmalen Rippe zwischen erodierten Gehängen erstreckt sich dieser Schotterterrest nach Südwest, von der Molasseerhebung des Blender überragt. Als sehr permeables Gestein hat er sich eine unendlich lange, wechselvolle Zeit hindurch bis in die Gegenwart erhalten. Material aus dem Flysch wurde bemerkt, Quarzrollsteine sind spärlich vorhanden, kristallinische Stücke fehlen. Dagegen kommen stark ausgehöhlte Rollsteine ziemlich häufig vor. Nach einigen Jahren wurden durch Sprengungen auch künstliche Aufschlüsse geschaffen, welche willkommenen Einblick gewährten. Von gekritztem Material war nirgends eine Spur zu entdecken, woraus, wie aus anderen Gründen, hervorgeht, daß von einer kiesigen, an den Berg hingelehnten Moräne keinesfalls gesprochen werden kann. Barthel Eberl hat sich in seinem 1930 erschienenen Werk mit dieser Nagelfluh beschäftigt. Doch spricht er, wie man glauben könnte, von zwei verschiedenen Nagelfluhvorkommnissen an dem gleichen Berg (S. 122 und S. 268). Dieser Eindruck ist aber, wie mir Eberl auf meine Anfrage hin mitteilte, nur durch ein Versehen im Druck verursacht worden. Dieser Forscher ist geneigt, die Nagelfluh als randliche Ablagerung aus der Rißeiszeit aufzufassen. Mit dieser Erklärung wäre u. a. der bedeutenden Meeres-

¹ Diese Auffassungen sind allerdings von denen Müllers grundverschieden. Nach ihm hat der Kemptener Wald so gut wie keine Glazialerosion erfahren. Er wird anscheinend einer Illerterrasse gleichgeachtet, bei welcher sich sozusagen die Höhe der präglazialen Talsohle erhalten hat. Oder, da Müller im Innern des Gebirges an den oberen Talgehängen keine Glazialerosion anerkennt, ist er auch im Alpenvorland zu ähnlichen Auffassungen geneigt. Die heutige Kammlinie des Kemptener Waldes stimmt mit dem in Müllers Längsprofil eingezeichneten präglazialen Talboden überein. Dieses Ergebnis ist aber unzutreffend und nur in seiner Darstellung vorhanden. Es ist bedingt durch den schon erwähnten Umstand, daß in der Zeichnung Müllers Pencks Profil um ein bedeutendes Stück (mehr als die Entfernung zwischen Immenstadt und Kempten) von den Alpen weggerückt ist. Damit erhält die Kurve der Aufwölbung einen derartig bedeutenden Schwung, daß sie tatsächlich die Höhe des Kemptener Waldes erreicht. Wäre die Zeichnung der Natur entsprechend, so würde (vgl. die Eintragung in meinem Längsprofil) die Kammlinie den präglazialen Talboden Müllers um mehr als 100 m überragen. – Die Annahme, daß keine Erosion stattgefunden hat, scheint mir viel willkürlicher und voraussetzungsvoller zu sein als die Annahme einer sehr bedeutenden Erosion.

höhe Rechnung getragen. Die hohlen Rollsteine aber sprechen nicht für diese Auffassung, lassen vielmehr ein höheres Alter vermuten. Besonders aber ist zu betonen, daß die Masse typischen, keineswegs groben Schotter darstellt, horizontal geschichtet, keine Sandschichten enthaltend, mit einer Auflagerungsfläche, die in der ganzen Länge (250 m) streng horizontal ist.

Meine Überzeugung, daß die Nagelfluh dem ältesten Abschnitt des Eiszeitalters angehört, beruht besonders darauf, daß sie dem heutigen Relief völlig fremdartig gegenübersteht. Es war hier einmal, sozusagen um ein Stockwerk höher, eine nach Westen gehende tief eingeschnittene, hernach unter Ablagerung von Diluvialschotter verbreiterte Erosionsrinne vorhanden. In Fig. 1 Taf. VI versuchte ich durch einen ohne Überhöhung gezeichneten Aufriß die einstigen Verhältnisse sowie das heute Zurückgebliebene darzustellen. Die von Würmschotter erfüllte Rinne, welche sich heute von Kimratshofen nach Legau erstreckt, könnte wohl einigermaßen mit jener alten Rinne vom Blender verglichen werden. Wichtig schien mir, daß kurz vor dem endgültigen Abbruch der Schotter gegen den Berg hin die Nagelfluh unten noch einmal in einem Aufschluß (in Fig. 1 durch zwei Pfeile gekennzeichnet) zu beobachten ist. – Der Schotterrest vom Blender wird uns als Zeuge ehemaliger Verhältnisse weiterhin von Wert sein.

III. Über die Ausgestaltung des heutigen Reliefs

Das strömende Eis hat seine besonderen Gesetze in der Ausbreitung und in der Art und Weise, erodierend zu wirken. So sucht es sich den Untergrund seiner Eigenart entsprechend zu gestalten. Mit Recht hat man z. B. darauf hingewiesen, daß die schweinsrückenartig gestalteten Drumlins sich nach den Stromliniengesetzen herausbilden, so daß sie schließlich einen möglichst geringen Widerstand darbieten. Nun hat die Günzzeit einen Untergrund vorgefunden, welcher nichts weniger als dem Eis angepaßt war. Denn bis zu ihrem Eintritt haben ganz andersartige Kräfte die Landschaft gestaltet. Man sehe sich dagegen das Relief an, welches in Taf. VI Fig. 4 dargestellt ist. Es ist im wesentlichen dasjenige, welches der Würmgletscher zurückgelassen hat. Das Bild erweckt den Eindruck, daß die diluvialen Gletscher den Untergrund reichlich nach sich geformt haben. Als Beispiel möge etwa der rechts am „Ausgangstrichter“ des Illertales gelegene Rottachberg genannt werden. Im Lauf des Eiszeitalters ist ohne Zweifel durch das Gletschereis eine ungeheure Arbeit im Sinne dieser Anpassung geleistet worden und man wäre gewiß überrascht, wenn man das präglaziale Relief in gleicher Weise dargestellt zum Vergleichen vor sich haben könnte.

Taf. V Fig. 1 zeigt im Querschnitt sowohl die heutige Illertalmulde als auch das präglaziale Tal. Letzteres hatte im Westen einen Talrand, welcher im Vergleich zu dem heutigen, bei Eschach dahinziehenden viel weiter östlich gelegen war und bei welchem auch der Gletscherrand der ersten Eiszeit zu denken ist. Drei Anhaltspunkte lassen sich hierfür geltend machen:

1. Der Verlauf dieses Randes ist m. E. heute noch bemerkbar. Der Ostabfall des Mariaberggrückens, dann der des Buchenberges und vermutlich die Höhen des Wierlinger Forstes kennzeichnen diese Linie. Weiter nach Süden verwischt sich die Grenze, da die Zerstörung durch Erosion mit Annäherung an das Gebirge allzu gewaltig sich geltend macht. Der Abstand beider Randlinien mochte vielleicht $4\frac{1}{2}$ km betragen haben.

2. Da der am Blender erhaltene Schotterrest nicht im mindesten eine über das Normale hinausgehende Korngröße, auch nicht die Merkmale eines Übergangskegels aufweist, muß geschlossen werden, daß der Eisrand ein gutes Stück von ihm entfernt lag. Damit stimmt die Vorstellung, daß der Ursprung der Rinne in der Gegend des Mariaberges gewesen sein mochte, daß also die obere Gletschergrenze in der Günzeiszeit nicht über den alten hochgelegenen Talrand hinausging, sehr wohl überein (vgl. Taf. V Fig. 1 R.).

3. Das Kürnachtal, dessen ursprüngliche Anlage auf die besprochene Glazialrinne vom Blender zurückgeht, ist im völligen Gegensatz zum Eschachtal nach Osten hin geöffnet. Man hat, wenn man in dasselbe hineinwandert, in keiner Weise den Eindruck, daß man eine Schwelle überschreite. Das gleiche muß vom Wengener Tal gesagt werden. Auch bei diesem hat man unbedingt eine Glazialrinne als erste Anlage des Tales anzunehmen. Man sehe sich die Taf. VII an. Die beiden Täler sind deshalb geöffnet, weil die entsprechenden nach Westen gehenden einstigen Rinnen viel weiter östlich ihren Ursprung hatten und weil das in der späteren Entwicklung in sie einfließende Gletscherschmelzwasser oder auch das eindringende Eis selbst sie erodierte und vollkommen geöffnet erhielt. In der Höhenschichtenkarte der Tafel VII ist das, besonders beim Wengener Tal, bei dem die Rinne sozusagen subglazial ostwärts noch weiter zu verfolgen ist, auf das beste zu sehen.

Ich habe am Hohen Kapf, d. h. am Eingang des Wengener Tales zwei Tage lang in der fraglichen Meereshöhe nach Resten einer alten Schotterdecke gesucht, auch oberhalb von Seltmans am westlichen Teil des Sonneckrückens; denn auch im Weitnauer Tal könnte eine solche Rinne vorhanden gewesen sein. Es war vergebens. So suchte ich auch, um allenfallsige weiter südlich gelegene Rinnen zu berücksichtigen, oberhalb von Missen am Hauchenberg. Auch hier konnte ich nichts entdecken. Wenn aber die Schotterrinnen, wie zu vermuten ist, dennoch vorhanden waren – am wenigsten ist dies m. E. beim Wengener Tal zu bezweifeln –, so erscheint es wohl verständlich und nicht zufällig, daß gerade von der nördlichsten, welche dem Kürnachtal entspricht, sich etwas erhalten hat. Denn die weiter südlich befindlichen waren schon wieder höher gelegen, konnten also leichter der Erosion, die mit Annäherung an die Alpen ohnedies stärker war, zum Opfer fallen.

Das Gebiet war zuvor wohl ein Plateau, das nicht bedeutende Höhenunterschiede aufwies. Ob die heutigen höchsten Rücken und Höhen bis an diese einstmalige präglaziale Fläche heranreichen, wird sehr zu bezweifeln sein.

IV. Moränen

Es muß jetzt ein Kapitel über die Moränen des Gebietes eingeschaltet werden. Besonders um des Problems der Glazialerosion willen erscheint eine gründliche Behandlung der einschlägigen Gletscherablagerungen notwendig. Zunächst möge aus den seitlichen Endmoränen abgeleitet werden, wie es mit den Höhenverhältnissen und dem Gefälle der Illergletscheroberfläche zur Würmeiszeit bestellt war. Die Fragestellung erscheint besonders einleuchtend, wenn man etwa im alpinen Museum zu München die dort ausgestellten Modelle der Vorlandgletscher besichtigt, einesteils von dem heutigen Mala-

spinagletscher im Nordwesten Amerikas, andernteils von den ehemaligen Inn- und Isarwürmgletschern am Nordfuß der Alpen. Sie lassen auf das beste die ungeheure Ausgleichenheit und Einförmigkeit dieser Gebilde erkennen, insbesondere das sanfte, allmähliche Ansteigen gegen die Ausmündung des zugehörigen Alpentaales. Man fasse zu dem angegebenen Ziele das Verhalten der schönen Jungendmoränen ins Auge, welche der Illergletscher von seinem Ende an im Westen bis herauf zu den Eschacher Bergen abgelagert hat. Sucht man die markantesten heraus, notiert die Meereshöhe ihrer oberen Teile, entwirft eine graphische Darstellung (benutzt wurden die Orte: Diesenbach, Winneberg, Hinteregg, Leuten, Holdenried, Pflaumenmühle, Eschach, Steckenried), so sieht man, daß der ehemalige Gletscherrand fortdauernd und weitgehend regelmäßig angestiegen ist. Wird in der Zeichnung die schief aufsteigende Linie über Steckenried hinaus bis zum Ostende des Sonneckrückens verlängert, so ergibt sich, weil daselbst ein weiterer Jungmoränenwall sich vorfindet, in etwas anderem Sinne ein neuer, aus der Erfahrung gegebener, den Verlauf der Linie bestätigender Anhaltspunkt (Meereshöhe 1020 m). Genaueres soll später mitgeteilt werden. Aber die Linie kann noch weiter nach Süden hin verfolgt werden: Am östlichen Ende des Hauchenberges, oberhalb Freundpolz, da wo das Würmeis sozusagen um die Ecke herum in das Weitnauer Tal einströmte, findet sich in einer flachen Rinne wenig bedeutendes, doch geschrammtes Moränenmaterial mit Kalk- und Flyschklötzen bis 1080 m Höhe. Weiter hinauf ist nichts mehr von diluvialen Ablagerungen zu finden. Da an diesem Abfall der Gletscher ohne Zweifel vieles bewirkt hat, erscheint es ausgeschlossen, daß etwas anderes als Würmmoräne vorliegt. Man hat die oberste Moränengrenze vor sich, welche ein Mindestmaß der ehemaligen Eishöhe darstellt. Verlängert man andererseits die in der graphischen Darstellung erhaltene Linie geradlinig bis zu dieser Stelle, so trifft sie auf 1090 m. Man hat aber allen Anlaß, mit Annäherung an das Gebirge ein etwas stärkeres Ansteigen der Eisoberfläche anzunehmen. Dann trifft man etwa auf die Höhe 1110 m. Nun ist es auffallend, daß hier in 1100 m der steile Aufstieg zur obersten Kammlinie beginnt – ein Gefällsknick, der unzweifelhaft mit der Würmvergletscherung in Verbindung zu bringen ist. Damit ergibt sich mit Wahrscheinlichkeit, daß die oberste Gletschergrenze an der Schulter des Hauchenberges in die Meereshöhe 1100 bis 1110 m zu setzen ist, und man hat einen neuen, weit gegen den Alpenrand vorgerückten Anhaltspunkt zur Beurteilung der Höhe des Würmeises. All diesen Ermittlungen entsprechend wurden nun, wie aus Taf. VI Fig. 4 zu ersehen ist, die den Eiskörper darstellenden Höhenlinien eingetragen. – Es ergibt sich das Oberflächengefälle des Illerwürmgletschers im Alpenvorland zu 16 ‰ (= 0°55′). Der von Penck hierfür angegebene Wert 20 ‰ ist ohne Zweifel zu hoch. Auch Müllers Angaben über die Meereshöhe des Gletschereises unweit des Ausfalltores dürften viel zu hoch bemessen sein. So zeichnet er in seiner die Würmvergletscherung darstellenden Karte die 1300 m-Kurve ein wenig südlich vom Niedersonthofener See hindurchgehend ein. Unsere Karte ergibt für diese Region 1125 m. So wäre nach Müller das Würmeis 175 m höher gestanden als nach unserer Ermittlung. Obwohl die beiden Werte, wie man sieht, äußerst schlecht zusammenstimmen, werde ich an den in meiner Karte niedergelegten, für alles Folgende sehr wichtigen Ergebnissen festhalten in der Meinung, daß sie erfahrungsgemäß auf das beste begründet sind. Weitere Bestätigungen werden folgen.

Am klarsten liegen die Verhältnisse im Weitnautale, weshalb dieses zuerst besprochen werden möge. Von der Schulter des Sonneckrückens (etwas oberhalb von Weilerle) entwickelt sich in südwestlicher Richtung ein ansehnlicher Moränenwall. Anfangs bei Hub ist er zunächst nur als sanfte Stufe bemerkbar. Dann aber zieht er in schönster Ausbildung südlich von Oberhofen dahin und endigt oberhalb Bühl. Seine Meereshöhe ist zwischen 950 und 900 m eingeschlossen, woraus folgt, daß er der Endmoräne von Eschach, welche bis zu 960 m hinaufreicht, ungefähr entspricht. Das Positionsblatt 827 läßt den Wall auf das beste erkennen. Er birgt eine Masse von Klötzen, vornehmlich aus dem Flysch, Molassesandstein, eckige und gerundete Kalksteinbrocken. Weißliches Moränenschleifpulver erschließt ein kleiner, den Wall durchbrechender Bach. Die scharfe, vollkommen geradlinige Ausbildung, welche ihn kennzeichnet, gibt eine genaue Vorstellung von dem Verlauf des ehemaligen Gletscherrandes. Indem er bei 1050 m Längenausdehnung volle 50 m tiefer herabsinkt, wird es klar, daß ein seitlicher Arm des Illergletschers rasch abfallend in das Weitnauer Tal hereinmündete. Nach einiger Unterbrechung zeigt der Wall eine deutliche Fortsetzung. So strebt er in gerader Richtung der Moräne von Weitnau zu, welche im Grund des Tales lagert und das Ende der ehemaligen Gletscherzunge kennzeichnet. Bei ihr ist auffallend und charakteristisch der grobschotterige Übergangskegel, der sich unmittelbar im Osten des Ortes erhalten hat.

Bei diesen so klar vorliegenden Verhältnissen läßt es sich sehr wohl berechnen, mit welchem Oberflächengefälle der Gletscherarm in die Talmulde vordrang. Es wurde dies für die Richtung der Haupteinströmung durchgeführt, wobei ungefähr der Wert 51‰ oder $2^{\circ} 55'$ herauskam. Das bedeutet eine etwa 3,4mal so starke Neigung wie beim Hauptgletscher.

Daß der Wall von Hub – so möge die Moräne genannt sein – wirklich dem Würmgletscher zugehört und seinem höchsten Stand entspricht, geht eigentlich schon aus dem oben Mitgeteilten hervor: Die zwei schiefgeneigten, durch die entsprechenden Moränen bestimmten Linien treffen sich in einem Punkt an dem Ostende des Sonneckrückens in 1020 m Höhe. Man hat den Höchststand, weil höhere als die zur Rechnung verwendeten Moränen von dem Würmgletscher nicht abgesetzt wurden. Auch die Verhältnisse jenseits des beschriebenen Walles, von welchen jetzt die Rede sein soll, bestätigen unsere Auffassung.

Der langhin sich erstreckende Sonneckrücken enthält auf seinem Südabhang noch sehr viel Moränenmaterial abgelagert, von dem Wall an bis nach Diethen, woselbst eine auffallende Grenze erreicht ist. Äußerlich tritt die Moränenbedeckung nur wenig hervor. Oberhalb Engelhirsch und bei Oberhofen sind sanfte Schwellungen in dem sonst einförmigen Abhang zu beobachten. Westlich des letzteren Ortes eröffnet eine Grube geschrammtes Material mit vielen Klötzen (Kalkstein, Flysch, Molasse) 3 m tief. Bei den höher gelegenen Häusern von Engelhirsch findet man in 910 m Höhe Moräne 4 m tief durch einen Bachriß erschlossen. Von besonderem Interesse ist ein Punkt, der offenbar die oberste Moränengrenze kennzeichnet: In einem Hohlweg, der gerade südöstlich von der isolierten, 1067 m hohen Erhebung des Sonneckrückens (zwischen „Almosenholz“ und „An der Steinwand“) gelegen ist, findet sich Moräne aufgeschlossen. Hier ragt neben Flyschklötzen auch ein eckiger Nummulitenkalkklotz in rotes lehmiges Material verpackt seitlich hervor. Die Meereshöhe ist 1004 m. Auf dem Positionsblatt 827 ist die Stelle un-

zweideutig zu finden. Bei den weiter oben vorhandenen Hohlwegen war nichts mehr von glazialer Ablagerung zu bemerken. So ist es sicher, daß das Eis hier mindestens bis zu der genannten Höhe heraufging. Kann das Würmeis gewesen sein? Nimmt man dies an, so wäre ein Gletscherarm hereingegangen, der am Ostende des Rückens die Höhe 1020 m und hier die Höhe 1004 m oder mehr gehabt hätte. Das bedeutet ein Oberflächengefälle von ungefähr $0^{\circ} 17'$, also viel weniger als beim Hauptgletscher. Da dies unmöglich ist, gehört jene Ablagerung der vorausgehenden, bekanntlich größeren Rißvergletscherung an; in gleicher Weise alle anderen oben beschriebenen Moränenmassen, die auf dem Abhang bis Diethen sich vorfinden. Der Wall von Hub bezeichnet die äußerste Grenze des Würmeises. Auch folgt, daß die 20 m tief erschlossene, vor Seltmans etwas oberhalb der Einmündung des Weitnauer Baches gelegene Moräne, bei welcher A. E. Forster (vgl. Penck u. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, S. 198) das Ende des Würmgletschers im Weitnauer Tal gefunden zu haben glaubte, der Rißeiszeit zugerechnet werden muß.

Der übrige, westliche Teil des Abhangs ist von anderer Art: Er enthält flache Erosionsrinnen mit dazwischen gelegenen Rippen. Moränen sucht man vergebens. Die Grenze ist, wie erwähnt, bei Diethen, nördlich von Weitnau. Gegen das Ende des Abhangs bei Seltmans machen sich unten höckerartige Vorsprünge bemerkbar, die in ihrem Innern nach Süden aufsteigende Schichten der jüngeren Meeresmolasse enthalten. Dieselbe Neigung haben übrigens alle Schichten des nagelfluhreichen Bergrückens. Die Höcker, der Zahl nach vier, nehmen von Westen nach Osten an Bedeutung und Höhe zu, haben in immer steigender Ausprägung rückwärts gegen den Berg eine Einsattelung und sind etwas nach Westen umgebogen, als hätte der von Osten herkommende Gletscher auf ihre Ausbildung Einfluß gehabt (vgl. Positionsblatt 827).

Die oben genannte Moräne hat noch gewisse Fortsetzungen. 600 m abwärts bei Seltmans selbst links vom Fluß ist ein nicht unbedeutender Moränenrest eröffnet; so auch unweit der Klausenmühle auf der Westseite geschrammtes und gewaschenes Illermoränenmaterial. Bis dahin ist vielleicht das Rißeis vorgedrungen. Kurz darauf (noch vor Hofen, links) macht sich der riesige Rheingletscher mit seinen bedeutend größeren Kalkklötzen bemerkbar. Nimmt man eine mittlere Lage, etwa die der bei Seltmans selbst eröffneten Moräne, an, so errechnet sich das Oberflächengefälle dieses zur Rißzeit vorgedrungenen Gletscherarmes zu ungefähr $3^{\circ} 10'$. Ich habe nun unter der Annahme einer etwas geringeren Neigung, nämlich 3° , den Arm auch rückwärts, sozusagen bis zur Abzweigungsstelle, verfolgt und mit dem zur Würmzeit eingedrungenen verglichen. Es ergab sich hieraus, daß das Rißeis um etwa 160 m höher stand als das Würmeis in seiner höchsten Entwicklung. Daraus folgt u. a., daß der Sonneckrücken, wenigstens in seinem östlichen Teil, vom Eis überströmt war. In Taf. V Fig. 2 wurde versucht, einen Längsschnitt des Vorlandgletschers zu entwerfen. Die Überhöhung ist eine 20fache. Für den Würmgletscher hat man vielerlei Anhaltspunkte. Aber auch für den Rißgletscher sind solche vorhanden. Außer der soeben mitgeteilten Höhendifferenz 160 m, welche sich auf die Gegend Weitnautal-Hauchenberg bezieht, weiß man, wie weit die Endmoränen im Norden vorgeschoben waren: 6 km weiter als die äußersten Würmmoränen. Östlich von Legau, wo sie dann in Hochterrassenschotter übergehen, sind die Rißmoränen heute sehr schön zu beobachten. Bei der großen Einförmigkeit dieser Vorlandgletscher dürften die entsprechenden Längsschnitte (Würm und Riß) sehr wohl darstellbar sein.

Der Reißgletscher hat an dem Abhang des Sonneckrückens anscheinend Grundmoräne angehäuft, subglazial, nahe dem Rande, aber keinen Wall aufgeworfen. Hierbei schützte er gewissermaßen seine Unterlage. So kommt es, daß sich bei Diethen ohne jegliche Randmoränenbildung in doppeltem Sinne eine Grenze herausbildete. Sie steigt wie der Wall von Hub schief nach oben an. – Um die Dinge zu durchschauen und zu gliedern, ist daher der Sonneckrücken besonders wertvoll: Auf seinem Südabhang bilden sich zwei bedeutende Grenzen ab, welche die Würm- und die Reißzeit betreffen – parallel und doch in der Ausbildung so verschiedenartig (vgl. Positionsblatt)!

Auf der anderen Seite des Weitnautales findet sich das „kleine aber ausgezeichnete Kar“ südlich von Waltrams, auf welches Forster zuerst aufmerksam gemacht hat (siehe das Werk von Penck und Brückner S. 198). Es liegt am Nordabfall des Hauchenbergs und hat eine Sohle von 960 m Meereshöhe. Daß das Kar „durch einen kleinen Moränenwall“ abgesperrt ist, wie Forster berichtet, habe ich durchaus nicht finden können. Zwar trifft man am vorderen, keineswegs erhöhten Rande auf der Innenseite ziemlich tief Moränenmaterial an. Doch ist die Ablagerung, wie eckige Kalkklötze beweisen, auch in ihren obersten Teilen Illermoräne, und zwar, da der Würmgletscher keinesfalls so weit heraufreichte, Reißmoräne, die äußerlich nicht hervortretend am Abhang bis oberhalb Rieder nachweisbar ist. Sie geht bis etwa 970 m Höhe herauf. In solches Material ist das Kar mit seinem unteren Teil einfach eingesenkt. An Stelle einer eigenen Moräne, die von einem Kargletscher zeugen könnte, ist anzuführen, daß am Boden der Hohlform eine 8 m tiefe Schlammschicht durch Bohrung nachgewiesen werden konnte. Der Bach im Innern des Raumes hat sie zum Teil angeschnitten. So ist eine tiefere Aushöhlung im Karboden nachgewiesen. Sie konnte aber nur durch das Eis eines kleinen Gletschers geschaffen worden sein, woraus folgt, daß die Ausbildung der Bergnische wirklich in eine glaziale Epoche hineinfällt. Das Kar steht der Reißmoräne fremd gegenüber, ist jünger als sie und gehört der Würmeiszeit an. Auch Forster setzt die Ausbildung der Nische in die letzte Eiszeit und bestimmt nach ihr die Höhe der damaligen Schneegrenze. Er hätte dazu auch noch eine andere, in ihrer letzten Phase offenbar karartige Bildung, nämlich die auffallende, in 1000 m Höhe gelegene Aushöhlung, in welcher heute der Eschacher Weiher liegt, verwerten können.

Auf der anderen Seite des Sonneckrückens findet sich das Wengener Tal. Auch in dieses ist der Illergletscher eingedrungen; denn es ist, wie oben beschrieben, nach Osten hin geöffnet, und das Gletschereis überragte die Talsohle am Eingang um etwa 150 m. Sucht man, von Osten kommend, nach Spuren des Gletschers, so findet man in den unteren Teilen der seitlich einmündenden Bachrisse, besonders in den südlichen, allenthalben Moränenmaterial erschlossen. Ungefähr 500 m südwestlich von Wengen, zwischen der Landstraße und dem südlichen Talhang eröffnet eine Grube Schottermassen, welche in der Form ihres Auftretens eine Art Übergangskegel darstellen und an die Weitnauer Vorkommnisse erinnern. Sie enthalten halbgekratztes Material, abgerollte Molassenagelfluhstücke, Gneise und „eingedrückte“ Rollsteine, die der jüngeren Molasse entstammen, auch eckige Stücke und Klötze. Das läßt das Ende einer Gletscherzunge vermuten, obwohl sich – ganz wie bei Weitnau – keineswegs Glazialschotter anschließt. Berechnet man,

methodisch vorgehend, das Oberflächengefälle, das ein hier endigender Gletscherarm gehabt haben müßte, so erhält man fast genau denselben Wert wie bei dem bis Weitnau vorgedrungenen, nämlich nicht ganz 3^0 . Sehr auffallend ist es, daß die zwischen den seitlichen Tobeln herabgehenden Rippen talabwärts, also nach Westen hin, umgebogen sind, weil ihre Ausbildung offenbar unter dem Einfluß des von Osten einströmenden Eises vor sich gegangen ist (vgl. Taf. V Fig. 3). Es ist anzunehmen: Obiger Übergangskegel bezeichnet das Ende eines in das Wengener Tal abzweigenden Armes des großen Illergletschers. Alle weiter im Westen vorhandenen Moränenvorkommnisse sind der Reißvergletscherung zuzuweisen, so die interessante Altmoräne in der Rinne westlich von Bauhof. Bei den Häusern von Buigen ist in einer kleinen Wand kiesige Moräne mit vereinzelt geschrammten Stücken und mit unbedeutenden horizontalen Sandlagen eröffnet. Selten findet man darin von der Verwitterung zerfressene Rollsteine vor, was ganz auf Reißmoräne zu passen scheint und die obige Auffassung bestätigt. Eine bestimmte der Reißzeit entsprechende Endmoräne kann vielleicht nicht angegeben werden; die wäre wohl vor Kleinweiler zu vermuten.

Von besonderem Interesse ist das längs des Alpenrandes sich erstreckende **Konstanzer Tal**, welches als erstes das Eis des Illergletschers seitwärts ablenkte. Kommt man von Osten herein, so trifft man als eiszeitliches Dokument zunächst den Alpsee. Er war früher nach Westen hin viel ausgedehnter. Tiefe Schlammassen, von der Konstanzer Ache herbeigeführt, erfüllen hier den ursprünglichen Talgrund. Als ein seitwärts gelegener Rest des verschwundenen Teiles stellt sich der am Südrand gelegene Teufelssee dar. Dieser ist zwar nur 2,4 m tief; doch konnte ich einmal gelegentlich von der Eisdecke aus ziemlich leicht 30 m tief in seinen Schlammgrund hineinbohren, ohne das Ende zu erreichen. Das besagt um so mehr, als die Bohrstelle nicht in der Mitte des Talgrundes, sondern beträchtlich nahe dem Talrande gelegen war. – $1\frac{1}{4}$ km westlich von Ratholz überrascht eine mitten im Grund gelegene bedeutende Moränenmasse, „Hölle“ genannt, welche schon Gumbel als diluviale Ablagerung erkannt und 1861 in sein Kartenwerk eingetragen hat. Sie enthält im Innern Molassenagelfluhblöcke, feingeschlemmtes Material in den unteren Lagen. Der höchste Punkt der hügeligen Anhäufung – sie sei die Moräne von Ratholz genannt – liegt am nordwestlichen Ende, woselbst ein besonders großer, mit einem Baum bewachsener Nagelfluhblock das Ganze zu krönen scheint. Über den Bergsturz von Ratholz siehe unten. – Geht man weiter im Tal, so trifft man westlich von Salmas auf der Nordseite zum erstenmal wieder eine bemerkenswerte Ablagerung. Sie erweist sich als Deltaschotter mit gegen den Talgrund hinabgehenden Schichten; oben sind sie waagrecht durchschnitten und von weiterem Schotter überlagert. Beide Systeme enthalten geschrammte Stücke. Kurz darauf bei Knechtenhofen erscheint eine weit hinaus sich erstreckende, aus dem Positionsblatt 855 sehr wohl ersichtliche flache Terrassenstufe, welche nach Osten hin mit etwas erhöhtem Rand bogenförmig abschließt und offenkundig auch als eine in gestautem Wasser abgesetzte Moräne zu betrachten ist. In beiden Fällen handelt es sich wohl nur um Rückzugserscheinungen einer Gletscherzunge. – Oberhalb Knechtenhofen und bei Wengen finden sich von Penck schon beobachtete Gletscherschliffe am rechten Talhang; sie zeigen, soweit es sich um Nagelfluh handelt, glatt durchschnitten Rollsteine.

Zwischen Wengen und Kalzhofen folgen nun bedeutende Ablagerungen: Bei dem letz-

teren Ort selbst ein herrlicher, mächtiger Wall, der in südwestlicher Richtung quer zum Talgrund sich lagert. Im östlichen Teil ist er sehr gut aufgeschlossen: Nagelfluh- und Sandsteinblöcke, mehr in den oberen Teilen eingelagert und ganz eingebettet, mehr oder weniger gerundet; aber auch ganz eckige; ferner geschrammte Kalksteinklötze und lehm-sandiges Bindemittel. Er hat eine Vorstufe, welche früher mit den bei Wengen auf das schönste entwickelten Terrassenstufen einheitlich zusammenhing. Diese sind oben keineswegs ebenflächig, sondern wellig und erweisen sich als Moränen, die im Innern viel Feinsandiges, auch grobes, geschrammtes Material, ferner zu Nagelfluh verkittetes Geröll enthalten. Sie sind mit dem Wall zusammen als einheitliche Ablagerung vorzustellen. – Weiter rückwärts ist noch ein zweiter wallartiger Moränenzug vorhanden, der zwischen dem „Hohen Bühl“ und Oberstaufen im Bogen das davor gelegene hohl gestaltete Gelände abschließt. Er ist auffallenderweise nirgends aufgeschlossen, wahrscheinlich weil aus ihm nichts von kiesigem Material zu gewinnen ist. Mit Annäherung an Oberstaufen bemerkt man gelegentlich erratische Nagelfluhblöcke, nicht oben aufliegend, sondern im Boden eingebettet; in flachen Schürfungen große Sandsteinklötze. Im übrigen wurde, wie ich erfuhr, allenthalben auf dem Rücken durch Flachbohrungen lehmiges Material festgestellt. So scheint der Zug vorwiegend aus Blocklehm zu bestehen.

Beide Endmoränenwälle, von Kalzhofen und von Oberstaufen, sind, wie aus den Darlegungen hervorgeht, zusammen mit jener bemerkenswerten Moräne von Ratholz die einzigen wesentlichen Vorkommnisse im Konstanzer Tal. Was Massigkeit betrifft, so ist der Wall von Oberstaufen jedenfalls als sehr bedeutend zu bezeichnen. Noch größer ist vielleicht, wenn man die gegen Wengen hin abgelagerten Vorstufen hinzurechnet, die Masse des Kalzhofener Walles, dagegen wesentlich (vielleicht fünfmal) kleiner die der Ratholzmoräne.

Über letztere ist nachträglich noch mancherlei zu bemerken: Koebecke verkündigt in seiner Schrift (S. 96) über das Illergebiet (1934), daß die ganze Ablagerung zwischen Ratholz und Konstanzer, die man bisher für eine Moräne gehalten habe, einem vom nördlichen Talabhang herabgekommenen Bergsturz ihr Dasein verdanke. Um einer möglichen Verwirrung vorzubeugen, möchte ich auf dieses Vorkommnis im Alpseetal jetzt näher eingehen.

Man kann die Ablagerung in drei Teile geteilt denken. Kommt man von Osten her, so trifft man – etwa 300 m bevor die Hauptmasse sich erhebt – eine sanft geschwellte, doch nicht ganz unbedeutende Erhebung genau mitten im Talgrund (auf dem Positionsblatt sichtbar). Beim Beginn derselben (im Osten) macht sich ein größerer und ein kleinerer Nagelfluhblock, zum geringeren Teil aus der Verpackung hervorschauend, bemerkbar; im übrigen ist an der ruhig welligen, in keiner Weise höckerigen Oberfläche nichts weiter auffallend. Die Entfernung vom Fuß des nördlichen Talabhanges läßt bei der Kleinheit des Hügels es völlig ausgeschlossen erscheinen, daß die Masse herabgestürzt ist. Man hat eine Moräne vor sich, gleichsam einen Vorläufer des nun folgenden Hauptteiles. Dieser besteht vorwiegend aus zwei etwa 12 m hohen, miteinander verwachsenen und von sanft welligen Erhebungen begleiteten Hügeln, von welchen der nördliche die schon erwähnte erratische, mit einem Baum bewachsene, nicht eigentlich nackt zutage tretende Nagelfluhmasse trägt. Auf dem ganzen Komplex, welcher in seiner Oberfläche die typische Form einer Endmoräne aufweist, sieht man nur noch einen kleineren Molassesandsteinblock hervorschauen; sonst unterbricht gar nichts den Anblick der sanft geschwellten Oberfläche. Dieser 2. Teil kann nicht durch einen Bergsturz hervorgerufen worden sein; denn er müßte für diesen Fall, da er doch im Ganzen eine bedeutende Masse darstellt, in anderer Form abgelagert sein. Von dem ersten (nördlichen) Hügel an südwärts müßte sich die Sturzmasse allmählich verlieren, nicht aber eine Mulde bilden, dann wieder zu einem Hügel sich erheben, um darauf rasch und vollständig abzuklingen. Diese Art der Ablagerung widerspricht allen bisherigen Erfahrungen. Daß eine Moränenmasse vorliegt, beweist u. a. der oben erwähnte blaue Moränenton, der in den unteren Lagen

sich bemerkbar macht. Im Jahre 1854 wurde im Interesse des Bahnbaues zur Beschaffung von Material der nördliche Abfall in einer großen Grube angeschnitten. Diese ist zwar verfallen und verwachsen; doch sieht man heute noch einige Nagelfluhblöcke, die einst ganz unter der Oberfläche verborgen waren, hervorschauen oder unten herumliegen. Es wird dadurch klar, daß die ganze Moräne, gerade wie der oben beschriebene 1. Teil, Nagelfluhblöcke spärlich im ganzen Innern verteilt enthält. – Nun kommt der 3. Teil. Er ist im Nordosten gelegen, stellt eine ausgesprochen flache Erhebung mit unruhig höckeriger Oberfläche dar, übersät mit Nagelfluhblöcken, die herausragen. In der großen Häufigkeit dieser Blöcke liegt allein schon ein Unterschied im Vergleich zur Hauptmasse. Dieser 3. Teil ist vom nördlichen Bergabhang herabgestürzt. Die Zahl der Blöcke kann nicht wundernehmen. Denn der Abhang ist bis ganz hinauf zur Kante der mutmaßlichen Abrißstelle (in 1050 m Höhe) über und über mit Nagelfluhmassen, vorwiegend Blöcken bedeckt, welche, nicht erratisch, von dem Anstehenden gelockert oder ganz losgelöst zu denken sind. Die Absturzmasse stellt nach schätzungsweiser Berechnung vielleicht den 15. Teil der Moräne dar. Sie hat die Ache, die schon vorher ihre Rinne auf der Nordseite ausgearbeitet hatte, nicht veranlassen können, ihren Lauf zu ändern, d. h. südlich um die Hügelmasse herumzufließen. Auch darin liegt ein Beweis, daß die Sturzmasse nicht eben bedeutend war. – Anfangs hielt ich es für denkbar, daß eine auffallende Nische am oberen Rand des Bergabhanges in 1000 bis 1100 m Höhe die Abbruchstelle darstellt. Sie liegt gerade nördlich vom westlichen Rand der „Hölle“. Aber das ist undenkbar, weil der Boden der wahrscheinlich karartig ausgebildeten Eintiefung vor seinem Ausgang noch aufwärts geht. Auch wäre die Masse dann eine viel zu große gewesen. Der Abbruch muß zwischen dieser Stelle und der Eggersalpe erfolgt sein.

Koebcke hat offenbar das, wovon er berichtet, nicht selbst in Augenschein genommen. Er hat auch nicht den Aufsatz von Dietmann (1932), auf den er sich berief, genauer gelesen; denn darin steht geschrieben, daß die abgestürzte Masse nur einen Teil des Ganzen darstellt. Sie ist in dem Aufsatz wohl unterschieden von dem, was als „Talsperre“ bezeichnet wird; das ist die Hügelmasse, die oben als 2. Teil beschrieben wurde. Daß Dietmann die „Talsperre“ aus anstehendem Gestein gebildet sein läßt, ist freilich eine überraschende Auffassung; doch das hat mit der hier vorliegenden Frage nichts zu tun. Meine Beobachtungen stimmen im übrigen genau mit den Angaben Dietmanns zusammen. Koebcke stellt, wie seine Bemerkung über Simons Karte beweist, den ganzen Komplex zwischen Ratholz und Konstanzer als Absturzmasse hin.

Von Dietmann hören wir, daß der (nunmehr verstorbene) Germanist Remigius Vollmann, welcher viel über die Herkunft von Flur- und Volksnamen geschrieben hat, aus den Archiven Folgendes über den Vorgang wiedergegeben hat: „Vom rautholz (Ratholz = Waldrodung) gegen Abend (= Westen) ging an diesem Tage (25. Januar 1348) ein großer Bergsturz zu Tal. Die Erde ‚bidmete‘, der Boden fuhr ‚ellenhoch‘ auf und ab, und in den Bergen ‚pumperte‘ es. Den Fluß ‚Aache‘ deckte es zu und er ward ‚gen Kostnitzer‘ (Konstanzer) hin ein See.“ Das Wasser wurde also kurz nach dem Sturz rückwärts bis Konstanzer aufgestaut. Das ist, wie ein Blick auf die Karte lehrt, nicht eben weit und steht mit unserer Darstellung in Einklang. Am 25. Januar 1348 war der Höhepunkt jenes eine längere Periode hindurch dauernden Erdbebens, das die Alpen, auch den Böhmer Wald, weithin erschütterte und große Verheerungen anrichtete.

Nicht weit entfernt (12 km) von Ratholz ist in postglazialer Zeit eine unvergleichlich größere Masse herabgestürzt (Sturzhöhe etwa 250 m). Es war im Weißachtal; der Weiler Krebs liegt auf den im Tal angehäuften, vom Süden herabgekommenen Massen.

Nun gilt es, die Moränenvorkommnisse richtig zu deuten. Im Weitnauer und Wengener Tal hat sich als Oberflächenneigung der abzweigenden Würmgletscherarme übereinstimmend der Betrag von etwa $2^{\circ} 50'$ ergeben. Ist nun bei der Abzweigung im Alpseetal ein größerer oder ein kleinerer Wert zu erwarten? Würde man die Moräne von Ratholz als Würmendemoräne auffassen, so ergäbe sich als Oberflächengefälle etwa $3^{\circ} 45'$. Wäre der Kalzhofener Wall die Würmendemoräne, so erhielte man etwa $1^{\circ} 40'$. Im ersteren Fall würde das Eis allerdings nicht weit vorgestoßen sein. Man könnte das vielleicht durch den Hinweis verständlich machen, daß die Gletscherzunge im Alpseetal auf geringere Meereshöhe herabging als im Falle Weitnau, Wengen, Kürnach, somit rascher abschmelzen konnte. Dem steht aber die Tatsache gegenüber, daß die Zunge hier z. T. noch stark im Nährgebiet des Würmgletschers lag. Die Schneegrenze ging ungefähr auf 1000 m

herab. Das Eis selbst hatte beim Eingang etwa 1200, die südlich angrenzende Bergkette 1400 m Meereshöhe. Sogar der Höhenzug im Norden, die Salmaser Höhe, war 1200 m hoch. Daher wird es mit dem Abschmelzen der Zunge doch nicht so rasch gegangen sein. Außerdem besteht gegenüber den anderen Abzweigungen ein wesentlicher Unterschied: Bei jenen floß ein Teil der Eismasse oberflächlich ab; hier aber war der tiefste Grund des Gletschers beteiligt und die Mächtigkeit war gleich der des Hauptgletschers. – Daher ist zu erwarten, daß dieser Arm mehr als die andern das Bild und den Charakter des Hauptgletschers bewahrt hat. Die Oberflächenneigung des letzteren war aber $0^{\circ} 55'$. Somit kann kaum ein Zweifel bestehen, daß der Wert $1^{\circ} 40'$ (Kalzhofen) vor dem Wert $3^{\circ} 45'$ (Ratholz) den Vorzug verdient und eine viel größere Wahrscheinlichkeit für sich hat. Gegenüber dem nachteiligen Einfluß der Ablenkung und der erhöhten Reibung im Alpseetal machte sich eben die noch vorhandene große Mächtigkeit, wohl auch die Druckverflüssigung des Eises zugunsten eines weiten Vorstoßes geltend. Die Bedingungen waren jedenfalls nennenswert anders als bei den Gletscherarmen von Weitnau oder Wengen.

Im besten Einklang mit diesen Feststellungen stehen die Ausführungen von Alb. Heim in seinem hochinteressanten Werk: „Bergsturz und Menschenleben“ (1932). Dieser Forscher weist, indem er den Gesetzen der gewaltigen trocknen Trümmerströme nachspürt, ausdrücklich auf den Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit des Stromes und der Weite des Vorstoßes hin. Die nahe Verwandtschaft mit den Gesetzen der Gletscherentwicklung wird besonders hervorgehoben (S. 130).

Das Würmeis endigte nicht bei Ratholz, sondern da, wo die weitaus größere Moränenmasse sich vorfindet, bei Kalzhofen. Was vor dieser Grenze abgelagert ist (Wengen, Knechtshofen, Salmas – s. o.) entspricht offensichtlich dem breiten Gürtel von Innenmoränen, welchen der Hauptgletscher in seinem Gebiet, nordwärts von Kempten, zurückgelassen hat.

Die Moräne von Oberstaufen muß dem Reißgletscher zugeordnet werden. Eine Zerteilung ist bei ihr nicht zu bemerken.

Die sehr auffallende Ratholzmoräne ist wohl als „Ammerseestadium“ aufzufassen. Überlegt man sich die bei ihrer Ablagerung herrschenden, ziemlich geänderten Verhältnisse (höher gelegene Schneegrenze, geringere Mächtigkeit), so wird man mit Recht vermuten können, daß der entsprechende Gletscherarm im Alpseetal ein nennenswert größeres Oberflächengefälle gehabt hat als während der eigentlichen Würmeiszeit. Dies gilt auch von dem Hauptgletscher. Nimmt man bei der Alpseetalzunge den Wert $2^{\circ} 30'$ an, so würde sich für das Gebiet östlich von Immenstadt eine um etwa 150 m geringere Höhe des Gletschereises ergeben als wie zur Würmzeit. Es entsteht sofort die Frage: Wo ist das Ende beim Hauptgletscher? Die Antwort lautet: bei Kempten. Zu Ratholz gehören die den Gletschersaum bezeichnenden Orte: Kreuzbichel-Wasserfall (unterhalb Freundpolz), Albris-Lugemanns (südwestlich von Kempten), Steufzgen-Haubenschloß (Wälle!), Kempten Vorstadt-Rosenau, Moräne nordöstlich von Durach, Großdorf-Acker. Als besonders schönes Zeugnis verdient die Moräne von Albris-Lugemanns hervorgehoben zu werden. Die Oberflächenneigung betrug etwa $1^{\circ} 25'$. Das steht in bestem Einklang mit den sonstigen Ergebnissen. Meine früher (1930) geäußerten Anschauungen über das nördliche Ende des der Ratholzmoräne entsprechenden Gletschers muß ich jetzt als unhaltbar ansehen. Die Umrisse, welche in Fig. 4 Taf. VI eingetragen sind, umschließen das Stamm-

becken, halten sich aber innerhalb der Zweigbecken (Troll 1925). Penck erwähnt („Die Alpen im Eiszeitalter“ S. 201) schräg geschichtete einen See verratende Schotter an der Schwimmschule Kempten (= Kiesgrube bei Oberlindenberg, Illervorstadt). Diese habe ich 1932 in meiner Schrift über die Steufzgenschotter (siehe oben) genauer beschrieben und abgebildet. Über den schräggestellten Kiesschichten, die weithin scharf abgeschnitten erscheinen, lagert eine mächtige horizontalgeschichtete Schottermasse. Daß letztere mit dem hier beschriebenen „Ammerseestadium“ in Zusammenhang gebracht werden muß, ist wohl nicht zu bezweifeln. Das untere System aber entspricht genau dem großen Aufschluß der Kiesgrube bei Lotterberg (Kempten, Neustadt) d. h. es ist in Wasser abgesetzte Moräne, durch den langsam sich zurückziehenden Würmgletscher hervorgerufen. Nach all diesen hier erschlossenen Verhältnissen, die auf starke Veränderungen hindeuten, halte ich es für wahrscheinlich, daß im „Ammerseestadium“ des Illergebietes nicht einfach ein „Halt“ vorlag, sondern ein neuer Vorstoß sich ereignete.

Der Alpsee, wie er heute vorliegt, ist durch das Ammerseestadium mitbedingt. Vielleicht sind folgende Mitteilungen von Interesse: In den Schlammgrund des 22 m tiefen Sees konnte ich einmal 18 m hineinbohren, ohne den Untergrund zu erreichen; damit ist 40 m als Mindestmaß der ursprünglichen Tiefe nachgewiesen. Es sind aber Anhaltspunkte dafür vorhanden, daß der gewachsene Felsboden noch erheblich tiefer gelegen ist. Der bedeutende Zufluß bringt eine starke Verschlammung mit sich. Sie beträgt auf dem tieferen Grund pro Jahr etwas über 1 cm; in den dem Einfluß näher gelegenen Teilen 2 und 3 cm (vgl. Arch. f. Hydrob. Bd. XXIV, S. 535–542). Es sind das ungewöhnliche Maße, so daß mit einer bedeutenden ursprünglichen Tiefe des Sees zu rechnen ist, ebenso wie seine Ausdehnung stark zurückgegangen ist (s. o.).

Hinsichtlich des in meiner früheren Schrift (1930) ausführlich behandelten merkwürdigen diluvialen Höhenzuges, der sich von der Station Waltenhofen bis Station Oberdorf bei Immenstadt und noch weiter südwärts hinzieht, mußte ich meine dort dargelegten Anschauungen ändern. Er ist wohl als ein glazial reichlich bearbeiteter Überrest aus einer interglazialen oder bedeutenderen interstadialen Zeitperiode zu betrachten, vielleicht mit Imberg oder Steufzgen in Beziehung stehend. Unter der alles überkleidenden Grundmoräne lagern horizontal Schotter, in den unteren Teilen tonige Schichten. Das bezeugen u. a. die zahlreichen tiefen Brunnenschächte, die auf den Ton als den Wasserstauer hinabführen. Solche Tonschichten scheinen bei Kuhn an der westlichen Flanke des Höhenzuges kurz nach Einmündung des Rohrbaches auszustreichen (Prallstelle des Baches. Quellhorizont am unteren Teil des Abhanges einige Meter über dem Bach. Fein gebänderte Tone). Es wäre wünschenswert, daß sie pollenanalytisch näher untersucht würden. Eine derartige Probe aus solchen tonigen Schichten (durch Bohrung gewonnen aus dem jetzt geschlossenen alten 19 m tiefen Brunnenschacht „Auf der Egg“ bei Herzmanns) habe ich einmal – freilich unvollkommen – aufgeschlossen. Es schienen auffallenderweise die Fichtenpollen weitaus den Vorrang zu haben gegenüber den Föhrenpollen. Sonst fanden sich Pollen von Kräutern, die zu Sumpf und Wasser in Beziehung stehen (Hydrocharis, Sonchus, Nuphar). Es hat den Anschein, als ob es sich um eine Zwischenzeit mit kontinentalem Klima (Fichte!) handeln würde. Nicht nur das Ammerseestadium, sondern mindestens auch W_{III} hat die einst wohl sehr ausgedehnten Schotter erodiert, dezimiert, in Richtung der Eisbewegung aufgelöst und im einzelnen (drumlinartig!) geformt.

Ich bedaure sehr, daß ich nicht völlig sichere Ergebnisse über die Natur des Höhenzuges mitteilen kann. In dem erwähnten Brunnenschacht stand das Wasser 3 m tief. Der Untergrund war, wie gesagt, Ton, in

welchen zweimal, 1,0 m und 1,2 m tief, hineingebohrt wurde. Die untersuchte Probe, stammte von der 1. Bohrung. Von der aus 1,2 m Tiefe heraufgeholt Probe, welche scharfe, feinste, helle Schichten enthielt und deren einwandfreie Qualität über jeden Zweifel erhaben war, hatte ich leider nichts mehr zur Verfügung, als ich daran dachte, eine pollenanalytische Untersuchung vorzunehmen. Denn an sich waren die Bohrungen in Verfolgung anderer Ziele unternommen worden. So mußte ich die erste Probe verwenden. Auch hatte ich seinerzeit, als ich sie verarbeitete, weniger Erfahrung in pollenanalytischen Dingen. So ist das oben Mitgeteilte leider mit einer Unsicherheit behaftet. Hätte ich auf Grund meiner jetzigen Erfahrung mit der zweiten Probe die Untersuchung machen können, so würde mit einem Schlage und völlig einwandfrei die wahre Natur des Höhenzuges aufgeklärt worden sein.

Im Kürnachtal findet man von Osten hereinkommend zunächst keine diluviale Ablagerung vor. Erst beim „Blockhäusl“ unterhalb Raunberg zeigt sich eine durch eine Grube eröffnete Moränenstufe. Sie erhebt sich bald darauf von neuem und schwillt gegen die Sägemühle noch etwas an. Auch hier sind Aufschlüsse vorhanden. Man findet sehr große Kalksteinklötze, Molasse- und Flyschstücke, sandige und kiesige, häufig zu Nagelfluh verkittete Schichten, d. h. es handelt sich um Illermoräne, abgelagert durch eine in das Tal eingedrungene Gletscherzunge. Dabei ist auffallend, daß eine sehr bedeutende Wasserwirkung im Spiele war, da man nichts Geschrammtes oder auch Halbgewaschenes vorfindet. Von hier an verschwinden die auffallenden von Moränen herrührenden Stufen. Was doch noch an Terrassen vorhanden ist, rührt von mehr oder weniger ausgedehnten alten Schuttkegeln der seitlich einmündenden Tobel her. Das gilt bis Unterkürnach. Bei diesem Ort, und zwar bei der Einmündung des Hüttentobels am Südrand erscheint noch einmal eine auffallende Terrasse, die sich, obwohl wieder nur gewaschenes Material zu finden ist, bei näherer Untersuchung als Moräne erweist. Die großen runden und auch eckigen Kalksteinklötze lassen erkennen, daß es sich nicht etwa um eine lokale Anhäufung aus dem Molasseland, sondern um alpines Material handelt. Auch wurde in den untersten Lagen Moränenton mit eingebetteten einzelnen Steinen beobachtet, woraus hervorgeht, daß eine Gletscherzunge in der Nähe war, welche die Ablagerung bewirkt hat. Von hier talabwärts finden sich nur Schuttkegelreste vor; einer derselben, der zum Helletobel gehörige, ist insofern von Interesse, als er in einer 5 m hohen Wand auf das beste erschlossen ist. Man sieht insbesondere den Unterschied gegenüber den Schichten des Moränenaufschlusses. Geht man das Tal vollends zu Ende, so trifft man nur noch eine bemerkenswerte Stelle: Gegenüber von Winterstetten am südlichen Rand erscheint, die Talsohle überragend, normaler Diluvialschotter, der offenbar als Hochterrasse zu verstehen ist.

Hinsichtlich der Ausdeutung der zwei in Betracht kommenden Moränenvorkommnisse kann gesagt werden, daß ein bei Unterkürnach endigender Gletscher wohl nur mit Beziehung auf die Rißeiszeit gedacht werden kann. Das Oberflächengefälle berechnet sich für diesen Fall zu etwa $2^{\circ} 45'$, ein Ergebnis, das als ganz normal zu betrachten ist. So kann hierüber kein Zweifel bestehen und der spärliche Schotterrest bei Winterstetten ist ursächlich mit diesem Zungenende verknüpft zu denken. – Schwieriger ist die Beurteilung der anderen Moräne. Würde man sie – etwa als Riß II – versuchsweise doch mit der Rißvergletscherung in Verbindung bringen, so ergäbe sich als Oberflächengefälle etwa $5^{\circ} 10'$, ein Wert, der keine Wahrscheinlichkeit für sich hat. Macht man die Rechnung für den Fall der Würmvergletscherung, so ergibt sich etwa $1^{\circ} 42'$. Die Zahl besagt, daß ein solcher in das Kürnachtal abgezweigter Gletscherarm sich relativ weiter hinaus entwickelt hätte

als wie der von Weitnau oder von Wengen. Das ist aber durchaus verständlich. Denn, da die Meereshöhe eine größere war (das Zungenende war 80 m höher gelegen als das von Weitnau und Wengen) und außerdem die Firnmassen oder Lokalgletscher des 1130 m hohen Urserbergrückens mit einwirkten, waren offenbar die Abschmelzbedingungen ungünstiger als bei jenen. Daher ist es nicht zu bezweifeln, daß das Würmeis wirklich bis in die Gegend des „Blockhäusl“ und der Sägmühle vorgedrungen ist (siehe Karte Taf. VI Fig. 4). Das obige graphische Ermittlungsverfahren würde an sich als Meereshöhe der Gletscheroberfläche beim Taleingang etwa 945 m ergeben; das wären 35 m mehr als die Höhe des Erdbodens daselbst.

Das Eschachtal ist im Gegensatz zum Kürnach- und Wengener Tal nach Osten hin nicht geöffnet (s. o.). Doch ist oberhalb des Eschacher Weiher ein Paß von 1037 m Meereshöhe vorhanden, der gegenüber dem benachbarten Urserberg (1129 m) und dem Hohen Kapf (1122 m) immerhin eine Einsenkung von etwa 90 m bedeutet. Indem nun das Rißeis hier 1110 m Höhe gehabt haben mochte, d. h. die Paßhöhe um etwa 75 m überragt hat, mußte ein Überströmen in das Eschachtal stattgefunden haben. Als Anzeichen hierfür kann man vielleicht die Ausbildung der ersten vom Urserberg ausgehenden „Rippen“ ansehen, insofern sie ähnlich wie die am Eingang des Wengener Tales talabwärts umgebogen sind. Stellt man Berechnungen über Oberflächengefälle an, so könnte zwischen der Einmündung des Kreuztales und des Ulmer Tales das Ende einer Zunge vermutet werden. Das würde eine Oberflächenneigung von etwa $2^{\circ} 40'$ voraussetzen. Ich habe zwar nichts von einer Endmoräne vorgefunden – sie könnte zur Würmzeit weggeräumt worden sein –; doch fand ich es auffallend, daß etwas unterhalb davon links eine höhere Terrasse erscheint (zwischen dem vom Ölbergwald herabkommenden Tobel und Schmidfelden), die viele ehemalige Molassenagelfluhrollsteine (Quarze, Gneise) enthält. Offenbar liegt eine Hochterrasse vor, die einer solchen Zunge ihr Dasein verdankte. Diese wird wohl auch vom Firnschnee und von Lokalgletschern des Gebietes genährt worden sein.

Noch ein Fall ist zu besprechen. Er betrifft die Talfurche des Stixner- und des Börlasbaches, zugleich auch die der Jugendach. Die Verhältnisse habe ich in der Natur genauestens erkundet, möchte hier aber nur kurz die Hauptergebnisse mitteilen. Eine Jung-Endmoräne findet sich in der Enge zwischen Hauchenberg und Ochsenberg, da wo sie schon Penck richtig vermutete. Es ist unzweifelhaft, daß Würmeis einerseits von dem Paß bei Diepolz, andererseits von dem Stixnerpaß herüberfloß und daß es in vereiniger Zunge endigend die genannte Endmoräne aufschüttete. Der westliche Teil der zwischen Knottenried und Missen gelegenen Erhebung ragte offenbar über das Eis empor. Nach dem Gelände südlich des Ochsenberges konnte damals nichts überfließen (Paßhöhe Tuffenmoos 968 m). Das war anders zur Rißeiszeit. In nächster Nähe von Wiederhofen, südlich von dem Ort zur Sägmühle hinab, findet sich ein beträchtlicher Moränenwall. Er bezeichnet offenbar das Ende einer Gletscherzunge zur Rißeiszeit.¹ Zu-

¹ In dem Gebiet der Jugendach findet man nordwärts bis Schüttentobel allerdings noch weitere (in Taf. VII durch Punkte angemerkt) Moränen: Bei Geratsried, ferner östlich von Trabers, bei Gschwend, bei Steig, sodann zwischen Pfarrenberg und Schüttentobel. Diese Ablagerungen sind zwar nicht bedeutend, können aber insofern ein gewisses Interesse erwecken, als sie mit Molassematerial sehr angereichert sind. Bei einer derselben (bei der Alpe östlich von Trabers) hatte man den Eindruck, als ob sie überhaupt nur aus Elementen der Molasse bestünde.

gleich ergoß sich die Hauptmasse zwischen den beiden Bergen (Ochsen- und Hauchenberg) hindurch und endigte anscheinend im „Biedle“ und unterhalb des Bohnenholzes oder des Kreuzbichels.¹ Einer solchen Zunge würde die sehr normale Oberflächenneigung von fast 3° entsprechen.

Über „das Moränengebiet des würmeiszeitlichen Allgäuvorlandgletschers“ ist 1926 eine Karte von Ludwig Simon erschienen, welche auch das von uns behandelte Molasseland berücksichtigt (Mitt. d. geogr. Ges. München, 19. Bd.). Die für dieses besondere Gebiet in der Karte eingetragenen Moränen entsprechen nicht den wirklichen Verhältnissen, da die Erkundungen offenbar nicht in der Natur gemacht wurden. Was die Karte über die Gletschergrenzen in den einzelnen Tälern des Gebietes mitteilt, stimmt leider in keinem Fall mit unseren Auffassungen überein. – Die Beziehungen zu dem Werk von Penck oder dem von Eberl haben schon Erwähnung gefunden. Die Arbeit von Ingo Schäfer (1939), welche hier noch zu nennen ist, beschäftigt sich vorwiegend mit den jüngsten gegen die Donau sich hinabziehenden Schottern. So finden sich kaum irgendwelche Beziehungen zu der vorliegenden Arbeit. Die schon erwähnte Arbeit von Koebeke (1934) behandelt das Gebirgstal der Iller zwischen Oberstdorf und dem Gebirgsrand. So hätten wir allen Grund, die Beziehungen derselben zu der hier vorliegenden genauer zu erörtern. Koebeke faßt das Illertal wesentlich tektonisch gebildet auf, als Produkt von Grabenbrüchen. Es wäre dagegen nichts einzuwenden, wenn den überaus kühnen Aufstellungen überzeugende Beobachtungen entsprächen. Aber mit Beibringung von Beweismaterial ist die Arbeit vom Anfang bis zum Ende nicht allzusehr beschwert. Was die Wirkungen der Glazialerosion betrifft, so werden sie nur nebensächlich behandelt. Diese gilt dem Verfasser offenbar als eine veraltete Theorie, die keine besondere Beachtung erheischt. Es ist daher nicht möglich, auf die Ausführungen Koebeckes näher einzugehen.

V. Sonstige glazialgeologische Erscheinungen

Am westlichen Ende des Hauchenberges oberhalb Missen findet sich in 1150 m Höhe eine sehr bemerkenswerte Erosionsstufe, welche offenbar durch langdauernde Einwirkung glazialer Kräfte gebildet wurde. Der sonst breite, massige Rücken geht hier plötzlich in einen um eine Stufe tiefer gelegenen schmalen Grat über (siehe Positionsblatt, auch Taf. VII). Besonders im Süden hat der Berg, was aus dem Verlauf der Höhenlinien hervorgeht, bedeutend an Masse verloren. Empfehlenswert ist ein kritischer Vergleich mit den Verhältnissen am Ostende bei Freundpolz. Er kann erhöhte Sicherheit in der Beurteilung der am Westabfall wahrzunehmenden Erosionserscheinungen gewähren. – Berechnet man auf Grund der früheren Feststellungen die Meereshöhe des Rißeises für das westliche Ende des Rückens, so ergibt sich ungefähr 1000 m. Es kann also keinesfalls daran gedacht werden, daß die auffallende Abstufung zur Rißeiszeit geschaffen wurde. Die Wirkung muß den vorausgegangenen Eiszeiten zugeschrieben werden, und zwar ist

¹ Bei dem letzteren ist eine auffallende Altmoräne mit zahlreichen gerundeten Molassenagelfluhstücken und beträchtlich fortgeschrittener diluvialer Verkittung erwähnenswert. Die Ablagerungen unterhalb des Bohnenholzes und im „Biedle“ sind aber von erhöhter Bedeutung, insofern sie eine förmliche kleine, wenn auch vielleicht verwaschene Moränenlandschaft darstellen. Hier endigte ohne Zweifel eine Zunge während der Rißeiszeit.

anzunehmen, daß die Mindelvergletscherung die Arbeit geleistet hat. (Möglicherweise könnte auch die Günzeiszeit auf besondere Art vorgearbeitet haben). Die Höhenlage des Eises betrug wohl 1150 m – ähnlich zu beurteilen wie die Höhe des Eises bei den Stufen oberhalb Freundpolz und oberhalb Weilerle. Daraus zu schließen, daß das Mindeleis überhaupt 150 m höher gestanden sei als das Rißeis, wäre unberechtigt. Hier hat man es mit Seitenzweigen der Gletscher zu tun. Das Oberflächengefälle der Reißzunge betrug nach obiger Angabe nahezu 3° . Hinsichtlich der Mindelgletscherzunge ist aber zu vermuten, daß sie ein nennenswert kleineres Gefälle hatte, da sie wegen des allgemein höheren Geländeniveaus nicht auf so tiefe Lagen herabkam und weil damit die Abschmelzbedingungen ungünstigere waren. Ich nahm einen mittleren Wert, nämlich $2^{\circ} 20'$, an und rechnete rückwärts, sozusagen zur Abzweigungsstelle hin, ähnlich wie früher bei Berechnung der Reißhöhe. Dadurch ergab sich mit Wahrscheinlichkeit, daß der Unterschied zwischen Reiß- und Mindeleis an der gedachten Stelle 90 m betrug. Dies wurde am entsprechenden Ort in dem Bild des Vorlandgletscherlängsschnittes (s. Taf. V Fig. 2) eingetragen und der Verlauf der Gletscheroberfläche gezeichnet. Das konnte um so eher geschehen, als bei der Ausgestaltung solcher Eisflächen bekanntlich die größte Einförmigkeit herrscht, auch weil die nördliche Endlage des Gletschers (Moräne von Brandholz!) sehr wohl bekannt ist. Jetzt kann der Darstellung entnommen werden, wie groß in den verschiedenen Teilen die mutmaßliche Meereshöhe war, ferner wieviel der jeweilige Höhenunterschied gegenüber den beiden anderen Flächen betrug. Siehe Taf. V Fig. 2.

Nach dem Vorstehenden könnte man wohl glauben, daß der Mindelgletscher entschieden der mächtigste war. Doch muß geltend gemacht werden, daß in den früheren Eiszeiten der Illertalboden beträchtlich höher lag. Über diesen Punkt wurden oben ja mancherlei Berechnungen angestellt. Berücksichtigt man nun die mutmaßliche Höhe des jeweiligen Gletscherbodens, so ergibt sich mit Wahrscheinlichkeit, daß Mindel- und Reißgletscher im Illergebiet nahezu gleich mächtig waren, der Mindelgletscher eher noch ein wenig bedeutender. Doch ging er nicht so weit nach Norden. Die Oberflächengefälle waren annähernd: Würmgletscher etwa 16 ‰ , Reißgletscher etwa 21 ‰ , Mindelgletscher etwa 25 ‰ . (Im Winkelmaß: $0^{\circ} 55'$, $1^{\circ} 10'$, $1^{\circ} 25'$). Es könnte allein schon aus den hohen Lagen der früheren Gletscheroberflächen mit Wahrscheinlichkeit abgeleitet werden, daß das Illertal um einige hundert Meter höher lag als in der Gegenwart. Denn wenn es nicht der Fall gewesen wäre, so müßten jene Gletscher eine ungeheure Mächtigkeit gehabt haben. Dann wäre aber nicht einzusehen, warum sie nicht weiter nach Norden sich entwickelt haben, als sie es wirklich taten.

Über den Günzgletscher hat man nur schwache Anhaltspunkte: 1. Er ging nicht so weit nach Norden. 2. Seine oberste Gletschergrenze ging wohl nicht über den präglazialen Illertalrand, der in der Kemptener Gegend vielleicht 1140 m hoch gelegen sein mochte, hinaus. Hierbei ist an den westlichen Talrand zu denken. Der östliche war wohl von Anfang an tiefer gelegen und wurde überströmt. Darin liegt vermutlich der Grund, weshalb der Günzgletscher, wie es schon immer den Anschein hatte, mehr nach Osten hinüber sich ausdehnte. 3. Der Westabfall des Haubenberges weist vielleicht darauf hin, daß das Günzeis in Alpennähe besonders hoch hinaufging. – Ich habe versucht, auch sein Bild in der Längsschnittdarstellung einzuzeichnen.

Taf. VII stellt das behandelte Gebiet in Höhenschichten von 50 zu 50 m dar. Man hat in diesem Bild das gegenwärtige Relief der Landschaft vor sich, das Endergebnis eines sehr langen, wechsellvollen Prozesses. An der Ausmodellierung kam dem rinnenden Wasser der Hauptteil zu. Doch war der Anteil des Eises auch bedeutend und die erodierenden Gewässer waren immerhin zum großen Teil Gletscherbäche und Gletscherflüsse.

Zwischen A und B, besser zwischen A, B, C und D (siehe die Pfeile auf der Karte) verläuft im Bogen eine Linie, welche eine sehr bedeutsame Erosionsstufe kennzeichnet. Sie geht vom Ostabfall des Blender zu dem bei Eschach hinziehenden Abhang und dem Hohen Kapf, sodann zum Ostende des Sonneckrückens (B), von da über die Lücke des Weitnautales zum Abbruch des Hauchenberges (C) und zu dem der Salmaser Höhe (D). Rechts der Linie sieht man das vom Eis vollkommen eroberte und ganz nach ihm gebildete Gelände. Besonders sind es die isolierten, durch langdauernde, sehr tiefgehende Erosion herauspräparierten Erhebungen, welche charakteristisch sind für diesen Teil des Bildes. Solche Gebiete sind mit Deflationslandschaften zu vergleichen: Eine weithin gleichmäßig und gleichzeitig die ganze Gegend bearbeitende Kraft, das strömende Eis oder der Wind, schafft Wirkungen und Formen, die einander ähnlich sind. Die Gegend um Knottenried und Hinterhaselbach südlich vom Hauchenberg, der östliche Teil des Weitnautales, das Gelände südlich von Kimratshofen sind mehr oder weniger auch dazuzurechnen.

In das Gebiet der Jugend-Ach nordwärts vom Ochsenberg ist der Illerrißgletscher nicht eingedrungen. So werden, da der Rheingletscher hier kaum in Betracht kommt, die dort vorhandenen Moränen (bei Gschwend in 910 m Höhe, östlich von den Häusern von Steig in 880 m, bei der Alpe östlich von Trabers in 850 m, bei Geratsried in 845 m Höhe) als Ablagerungen zu betrachten sein, welche der Illermindulgletscher bei seinem Verschwinden zurückgelassen hat (vgl. S. 61. Anm. 1). Das Tal ist kaum zu begehen, da es im Gegensatz zu den Nachbargebieten von jungen Erosionsrinnen scharf durchschnitten ist. Sieht man hiervon ab, so muß es auffallen, daß der dieser Ache zugehörige Raum, welcher von den beiden Erhebungen „Ochsenberg“ und „Auf der Kugel“ eingeschlossen ist, in höherem Maße ausgefüllt erscheint, d. h. nicht so sehr der allgemeinen Erosion zum Opfer gefallen ist wie das im Osten gelegene Nachbartal. Dies kann als ein Hinweis dafür genommen werden, daß die Rißzeit in dem Molasseland an Erosion Bedeutendes erwirkt hat. – Hat u. E. die Mindeleiszeit das Gelände weitgehend tiefer gelegt, so fielen der Rißzeit anscheinend noch besondere Aufgaben zu, nämlich Wege für den Gletscher, die seinem Fließen geringeren Widerstand bieten konnten, gangbar zu machen. So spielte in altdiluvialer Zeit der Weg zwischen Ochsenkopf und Kalzhofener Höhe, ferner der Ausgang bei Hohenegg (Schüttentobel) ohne Zweifel eine größere Rolle. Erst zur Rißzeit wurde der bequemere Weg zwischen Hauchenberg und Ochsenberg besonders ausgearbeitet, der dann schließlich allein benutzt wurde.

Erstaunlich ist die im westlichen Teil der Karte wahrzunehmende Einwirkung des Rheineises. Man beachte den auffallenden, nordsüdlich gerichteten Abbruch des Molasselandes gegen Isny. Er ist kaum durch irgendeine tektonische Einsenkung entstanden, sondern durch eine sehr lang dauernde Erosionswirkung. Daß es vornehmlich das Eis war, welches seine Ausbildung bedingt hat, beweisen die auffallenden Erosionsfurchen a und b, die sich seitlich herabdrücken, so wie es die Nähe des Eises gestattete. Das rin-

nende Wasser oder der Firnschnee wurde vom Gletscher beiseite gedrängt. Die hier erwähnte Erscheinung steht nicht vereinzelt da. Bei der Besprechung des Wengener Tales wurde ihrer gedacht. Auch am Nordabhang der Salmaser Höhe gewahrt man einen „Tobel“ c, der in seiner Anlage ebenfalls die unmittelbare Nähe eines ehemals vorhandenen nach Westen hinströmenden Gletscherarmes verrät. Doch gewahrt man auch Seitenrinnen, welche gerade herabgehen, z. B. d auf der Nordseite der Salmaser Höhe, e auf dem Südabhang des Hauchenberges, f auf der Nordseite der „Kugel“ bei Sibratshofen. Dann verraten sie doch durch ihre Breite und Kürze die Abhängigkeit von der in der Nähe befindlichen mächtigen Eismasse.¹ Alle die hier angeführten Beispiele (a, b, c, d, e, f) gehören offenbar der Mindelvergletscherung an,² bei welcher das Eis in dem behandelten Gebiet ohne Zweifel die größte Verbreitung erreicht hat und deren Grenze bzw. Ausdehnung noch näher bestimmt werden soll. Lassen die großen Gletscherarme noch Raum übrig, so können sich, sozusagen im Strömungsschatten von Bergrücken, lokale Firn- oder Gletscherrinnen entwickeln. Hierfür zwei einander entsprechende Beispiele: g und h, deren erste Anlage deutlich die Abhängigkeit von einer weit ausgedehnten allgemeinen Vergletscherung verrät.

In Taf. VII habe ich versucht, die Grenzen der Mindelvergletscherung vom „Hohentanner Wald“ bis zur Salmaser Höhe aufzuzeichnen. Anhaltspunkte hierzu sind in orographischen Verhältnissen gegeben. Außerdem kennt man den vom Reißgletscher nicht erreichten Bereich der Mindelmoränen. Daß die Ränder von Iller- und Rheingletscher sich gänzlich vereinigten und zusammengingen, ist wohl nicht anzunehmen. Schon die Schmelzwässer werden Raum für sich beansprucht haben. Auch zeigt im Norden die Moräne von Brandholz, welche in den jüngeren Deckenschotter übergeht, daß der Hauptgletscher trotz der Höhe des Eises doch nicht sonderlich weit nach Norden sich erstreckte. So wird man auch für unser Gebiet sich nicht übertriebene Vorstellungen von der Höhe des Mindeleises an seinen Grenzen machen dürfen. – Zu bedenken ist, daß das Gebiet, indem es sich in weiten, ehemals noch nicht durchfurchten Teilen über 1100 m erhob, selbst an der Hervorbringung von Gletschereis beteiligt war. Dies gilt besonders von der Gegend des Schwarzen Grates und des Eschacher Waldes. Alles war unter Eis und Firnschnee begraben (vgl. auch die in Taf. V Fig. 2 angezeigten Höhenverhältnisse des Mindelgletschers). So wird man mit Recht annehmen können, daß auch die heute höchsten Teile eine beträchtliche Erniedrigung erfahren haben, wie es schon oben Taf. VI Fig. 1 vorausgesetzt wurde.

Auf der Karte fällt weiterhin auf, daß an Abzweigstellen des Gletschereises oder Paßübergängen eine vorausgehend stärker einsetzende glaziale Erosion sich geltend macht.

¹ Bei schwacher Einströmung (vgl. Kürnachtal) trifft das offenbar nicht zu. – Hingegen kann folgendes in bestätigendem Sinne angeführt werden: Der schon erwähnte Raum südlich von Kimratshofen war zur Mindel- und Reißzeit ohne Zweifel mit Illergletschereis erfüllt. Damit hängt es offenbar zusammen, daß die Tobelbildung auf der Nordseite des vom Blender bis zum Hohentanner Wald sich erstreckenden Höhenzuges heute schwächer entwickelt und anders geartet sich darbietet als auf der gegen das Kürnachtal gerichteten Seite (siehe Taf. VII).

² Daß zum Beispiel e zur Mindelzeit entstanden ist, ergibt sich erstens daraus, daß die Bildung in der hierfür zu erwartenden Höhe gelegen ist, und zweitens daraus, daß Illerrißmoräne reichlich in ihr abgelagert ist (bis 1050 m).

Siehe Stixner Rinne (i), Börlas Rinne (k), Weitnautal (l), Wengener Tal (m), Eschachtal (n), Kürnachtal (o). Vermutlich hat vor einer solchen Übergangsstelle ein lebhafteres Hinströmen stattgefunden. Die Form, in der dies geschah, scheint der Karte nach ziemlich verschiedenartig gewesen zu sein; aber irgendwie ist die Wirkung immer zu beobachten; am klarsten vielleicht bei i und m. Bei der erstaunlichen Aushöhlung westlich vom Niedersonthofener See scheinen freilich noch andere Umstände hinzugekommen zu sein, worüber später weiteres gesagt werden soll.

Die soeben besprochene Erscheinung findet sich sehr wohl ausgeprägt auch in dem Raum zwischen dem Blender und dem 915 m hohen Mariaberg wieder. Die markante Aushöhlung (p) hat den künstlich angelegten Herrenwieser Weiher unterhalb Ermengerst ermöglicht. Jenseits bei Brauen geht das Gelände wieder abwärts. Der Unterschied gegenüber den oben genannten Fällen liegt allenfalls darin, daß hier der Beginn des Prozesses ungemein weit in die Diluvialzeit zurückreicht oder die Entwicklung sehr weit vorgeschritten ist. Die Karte läßt erkennen, daß der höchste Teil des Mariaberges fast mathematisch genau in der Verlängerung der Hauptachse des dreiteiligen Blenderrückens gelegen ist. Die südlich von dieser Achse erhalten gebliebene altdiluviale Nagelfluh weist entsprechend den früheren Darlegungen auf dasselbe hin: Die Erhebung des Blender endigte früher (Günzzeit) mit dem Mariaberg. Indem nun bei Beginn der Mindeleiszeit der Gletscher – seine Oberfläche hatte in dieser Gegend eine Meereshöhe von ungefähr 1130 m – den präglazialen Talrand überflutete, auch in die ehemals stark eingegrabene Glazialrinne hineindrängte, fand er in dem Raum zwischen den beiden heutigen Berggipfeln einen über den Rücken führenden, anfangs schwach ausgebildeten Weg, der dann mehr und mehr erweitert und eingetieft wurde. So konnte das Eis auf leichtere Weise in das Gebiet südlich von Kimratshofen gelangen. Die Ausgestaltung des Überganges ging in der ganzen Mindel-, Riß- und Würmszeit vor sich und hatte zum Endergebnis das heute vorliegende Relief, bei welchem die beiden Berge durch eine weite Mulde getrennt sind. So ist u. a. der markante Ostabfall des Blender an Stelle des ehemaligen $3\frac{1}{2}$ km weiter östlich gelegenen Illertalrandes entstanden. Immerhin ist ein Teil der einstigen Randmasse, wenn auch beträchtlich erniedrigt, als Mariaberg erhalten geblieben; denn die Erosion galt vornehmlich der Ausarbeitung des nach Norden führenden Paßüberganges.

An einem wichtigen Punkt der Gegend, dem auffallenden, einförmigen Abhang bei Eschach, möge die Herausbildung der Landschaft, insbesondere jener oben beschriebenen Erosionsstufe (A-B-C-D) näher erläutert werden. Nicht allmählich fortschreitend ist jene Grenze von Osten nach Westen gerückt. Als sich der Mindelgletscher mächtig entwickelte, wurde der alte Illertalrand, der ehemals viel weiter östlich lag, vom Eis überströmt. Doch drang dasselbe, da sich ein Oberflächengefälle nach Westen hin ausbildete, nur bis zu einer gewissen Grenze vor. Das war nun damals schon jene Linie bei Eschach. Jenseits derselben begann der Firnschnee die Mulden zu erodieren, aus welchen sich später das Eschachtal herausbildete. Diesseits derselben wurde das Gelände beträchtlich tiefer gelegt. Deshalb konnte später der Rißgletscher, obwohl er nicht so hoch hinaufreichte, doch bis zu der gleichen Grenze vordringen und die vom Mindelgletscher begonnene Arbeit fortsetzen. Er hat dies offenbar so reichlich getan, daß dann sogar der Würmgletscher annähernd dieselbe Grenze erreichte. Auf diese Weise hat sich der große Abhang

bei Eschach als eine bedeutsame Erosionsstufe und ein neuer Illertalrand herausgebildet. – Ähnlich sind die Veränderungen am Hauchenberg zu denken. Sein Abbruch gegen das Illertal lag früher wohl 4 km weiter östlich. Nicht allmählich ist dieser von Osten nach Westen vorgerückt. Man muß bedenken, daß die Oberfläche des Mindelgletschers in dieser Gegend eine Meereshöhe von ungefähr 1330 m hatte und den Rücken, der sich damals noch nicht so stark aus der Umgebung heraushob, jedenfalls beträchtlich überragte. So konnte der Vorgang sich ähnlich, wie oben beschrieben, abspielen.

Wahrscheinlich sind jene merkwürdigen oben beschriebenen höckerartigen Vorsprünge, die sich bei Seltmans vorfinden, aber auch am Südfuß der „Kugel“ zwischen Seltmans und Schüttentobel zu beobachten sind (vgl. Taf. VII), Hinweise auf eine ehemals vorhandene bedeutsame Entwicklungsstufe der Landschaft. Sie haben sich nur außerhalb des Einflußbereichs der Rißvergletscherung erhalten, sind also wohl Reste eines ehemals gegebenen erhöhten Geländes.

VI. Besondere Erosionswirkungen des Würmgletschers im Alpenvorland

1. Der nagelfluhreiche Stoffelberg stand gleich einem Riegel den in das Weitnautal drängenden Eismassen entgegen. Dieser Stauung entspricht die weite Ausräumung des Molasselandes westlich vom Niedersonthofener See. An ihr war der Würmgletscher in bedeutendem Maße beteiligt. Der Beweis kann nach früheren Gedankengängen geführt werden: Der Schrattenbach, der in den See mündet, hat im Hintergrund (westlich von Niedersonthofen) eine tiefgehende und weitausgreifende postglaziale Erosionsrinne eingeschnitten. Eine entsprechende Wirkung muß unbedingt auch von einem interglazialen Schrattenbach der letzten Zwischeneiszeit angenommen werden. Aber Andeutungen hiervon findet man in dem heute gegebenen Relief nicht eine Spur. – Mit der Aushöhlung bei Niedersonthofen hängt aber die Erosion am Kamm des die Stauung bewirkenden Stoffelberges zusammen und man kann schließen, daß auch hier der Anteil des Würmgletschers ein entsprechend großer war. Die Unterscheidung ist natürlich, da die Wirkungen nicht nebeneinander gelagert sind, schwierig. Zu der Mulde, die in dem Rücken oberhalb Riggis zu bemerken ist (siehe Taf. VII), streben von Süden her die Höhenlinien zusammen, eine große Wirkung andeutend. Aber auch im Norden, jenseits des Kammes, ist vorwiegend von dieser Mulde her die Erosion des Geländes im östlichen Weitnautal erfolgt. Man sieht es deutlich auf der Höhenschichtenkarte. Zu beachten ist in diesem Zusammenhang auch die in der Karte eingetragene Richtungslinie des nördlichen Abfalles von Lübeck. Eine Änderung an ihr tritt gerade da ein, wo sich nach früheren Angaben das Würmeis ausbreitete. Dies alles läßt die Wirkung des Würmgletschers wohl erkennen, wenngleich die wirkliche Beurteilung seiner Gesamtleistung quantitativ nicht möglich ist.

2. Im Osten des schon besprochenen Eschacher Bergabhangs, ebenso im Osten des Blender liegen die Wirkungen der verschiedenen Eiszeiten ineinander und können nicht unterschieden werden. Anders ist es unweit hinter dem Blender nordwärts. Hier tritt eine Nebeneinanderlagerung ein. Von Blenden bis Hino (vgl. Pos.-Bl.) hebt sich, sozusagen um ein Stockwerk tiefer, ein wunderbar klar durch Erosion geschaffener Abhang heraus,

der nach seiner Höhenlage genau dem Würmgletscher entspricht und als eine von ihm geschaffene Erosionsstufe anzusehen ist. Mindel- und Rißgletscher gingen sogleich um den Berg herum und ergossen sich in den Raum südlich von Kimratshofen. Anders der Würmgletscher, welcher gerade nach Norden weiterging. So kommt es, daß von dem Berge an die Einwirkung des letzteren sich gegen die der beiden anderen abhebt. Man sieht es weiterhin in dem nach Osten großartig abgestuften, immer von Jungendmoränen gekrönten Molassehöhenzug, welcher von Wiggensbach bis Binzen hinzieht. Es liegt hier eine der bedeutsamsten Erscheinungen vor, die in der ganzen Molassegegend links der Iller zu beobachten ist. Steht man bei Sommersberg, wo die Würmendmoräne so schön entwickelt ist, und schaut rückwärts gegen den Blender, so hat man den überraschenden Eindruck, als ob der Rand des Würmgletschers leibhaftig herabziehen würde. Es sind die auf immer tiefere Lage herabkommenden Randmoränen; vielmehr es sind nicht eigentlich die Moränen – denn die sind im Bild der Landschaft zu unbedeutend –, sondern es ist die vom Würmgletscher selbst geschaffene, in die Molasse eingegrabene bedeutende Erosionsstufe, auf welcher oben die randlichen Endmoränen abgelagert sind.

3. Nun kommt die höchst merkwürdige Rinne von Altusried, welche sich von Vocken und Döpsried bis Binzen vollkommen geradlinig dahinzieht. Ich bin mit Penck (vgl. Die Alpen im Eiszeitalter, S. 177) der Auffassung, daß sie als seitlicher Ast dem Zungenbecken des Würmgletschers zugehört, d. h. ein in der Würmzeit geschaffenes Erosionsgebilde darstellt. Aus der Höhenschichtenkarte Taf. VI Fig. 4 ist zu ersehen, daß sie zusammen mit dem Hauptbecken und dem Reicholdsrieder Seitenbecken von der 700-m-Höhenkurve umschlossen wird. Die Altusrieder Rinne ist untrennbar mit dem Bild dieser Zungenbeckenniederung verbunden, welche in ausgesprochener Weise dem Würmgletscher zugehört. Könnte man eine entsprechende Höhenschichtenkarte des Rißgletscherbettes vor sich haben, so würde sie nach Höhenlage, horizontaler Verteilung und Profilierung ein ganz anderes Bild darbieten, das für die Rißeiszeit und, was sie hinterlassen hat, charakteristisch wäre. So auch für Mindel- und Günzeiszeit wieder ein ganz anderes Bild. Es ist das keine aus der Phantasie geschöpfte Behauptung, sondern eine Folgerung, die sich aus der immer wesentlich anderen Verteilung der jeweiligen Endmoränen einschließlich der zugehörigen Schotterfeldergrenzen ergibt. Bei Vocken geht das zur Rede stehende Seitenbecken in das allgemeine Zungenbecken über. Das andere Ende aber, welches die auffallende inselartige Erhebung des „Roßberges“ umschließt, ist gerade an der Grenzzone des Würmgletschers gelegen. In dem letzteren Umstand sehe ich einen fast zwingenden Beweis dafür, daß das Gebilde eine Schöpfung der letzten Eiszeit darstellt. Gewiß wurde auch das Gelände der weiteren Umgebung zu gleicher Zeit tiefer gelegt, doch in der Rinne aus unbekannten Gründen in etwas höherem Maße.

Die Würmendmoränenzüge lagern sich quer über die Rinne wie über ein ihnen fremdes Gebilde. Man sieht das bei Figlers, ferner bei Weihalden (nach Eberl W_I und W_{III}), ähnlich bei Hochholz in bezug auf andere Jungmoränenkomplexe. Zur Zeit ihrer Ablagerung war die Erosion jener Rinne offenbar abgeschlossen. Man gewinnt den Eindruck: Ein diluvialer Gletscher, wie etwa der Würmgletscher, hat wohl hundertmal länger in seiner Maximalentwicklung verharret als er nötig hatte, die sog. Endmoränen anzuhäufen. Die könnte er vorwiegend am Schluß bei bereits geänderten klimatischen Bedingungen hervorgebracht haben.

SCHLUSSBEMERKUNGEN

Die absolute Dauer der Zwischeneiszeiten habe ich in ihrer Summe nach den von Penck angenommenen Werten in meiner obigen Rechnung eingesetzt. Auch Eberl stimmt in dieser Hinsicht mit Penck ungefähr überein. Hingegen müssen die Zeiten der eigentlichen glazialen Erosion, wenn anders unsere Schlüsse und Rechnungen berechtigt waren, entgegen den Diagrammen von Eberl und Milankovitch, in welchen die Eisvorstöße gegenüber der Summe der Zwischenzeiten relativ sehr kurz erscheinen, wahrscheinlich stark ausgedehnt gedacht werden. Das gesamte Eiszeitalter wäre dann auch von längerer Dauer gewesen als wie etwa Eberl (0,65 Millionen Jahre) angibt. Daraus würde folgen, daß die vorliegende Arbeit die bekannte Theorie von Milankovitch als Grundlage einer Eiszeitchronologie nicht bestätigt. Aber man kann sich nach meiner Meinung nicht unterfangen, hierin ein sicheres Urteil zu fällen, besonders deshalb, weil wir nicht wissen, wie geschwind die hocheiszeitlichen Gletscher erodierten. Haben sie schneller ihre Arbeit vollbracht, als wir glauben möchten, so wäre jene Theorie doch vereinbar mit den Anschauungen dieser Arbeit. Sie ist aber m. E. auch auf Grund von anderen Überlegungen nicht recht wahrscheinlich. Wenn die Eiszeit durch das Zusammenwirken zweier periodischer Vorgänge bedingt war, so ist nicht recht einzusehen, warum sie nicht weiter zurück verfolgbar ist. Im Tertiär hört alles auf. Penck (1936) hat gezeigt, daß die Eiszeit hinsichtlich ihres Ursprungs „exogen im wahrsten Sinn des Wortes“ zu nennen ist.

Zur Frage des Taltrogos glauben wir einiges beigetragen zu haben, so auch zur Erklärung eines Walchensee- oder Freibergseebeckens und ähnlicher Gebilde, überhaupt zu der wichtigen Frage: Was hatte in Wahrheit die Eiszeit für die Geschichte der Alpen zu bedeuten? Es scheint das „gerade heute wichtig zu sein, wo so viele Versuchungen bestehen, die morphologische Wirksamkeit der Gletscher und der Eiszeiten zu unterschätzen“ (Troll 1937). – Die dem Freibergsee und dem Alpenvorland links der Iller gewidmeten Bemühungen möge man, soweit sie nicht ebenfalls den Fragen der Erosion dienten, als Beiträge zur Landeskunde hinnehmen; so auch als nützliche Mitteilungen die zahlreichen, in der Arbeit enthaltenen methodischen Hinweise, welche der limnologischen und mikrokologischen Forschung dienen können.

Durch die Bayerische Akademie der Wissenschaften und den Deutschen Alpenverein habe ich in den letzten Jahren wertvolle, die Arbeit fördernde Geldbeihilfen erhalten. Ich spreche hierfür meinen ergebensten Dank aus. Insofern mir, besonders was die Sedi-
mentbohrungen betrifft, frühere Erfahrungen sehr zustatten kamen, muß ich auch die mir von beiden in weit zurückliegenden Jahren zuteil gewordene Förderung dankend hervorheben.

SCHRIFTTUM

- Ampferer, O.: Über die Bohrungen von Rum und bei Häring in Tirol und über quartäre Verbiegungen der Alpentäler. Jahrb. d. geolog. Staatsanstalt Wien LXXI. 1921.
- Assarson, G. och Granlund, E.: En metod för pollenanalys av minerogena jordarter. Geol. Fören. Förh. 46. Stockholm 1924.
- Baltzer, A.: Studien am Unter-Grindelwaldgletscher über Glazialerosion, Längen- und Dickenveränderung, in den Jahren 1892 bis 1897. Druck von Zürcher u. Furrer in Zürich.
- Bertsch, K.: Die Vegetation Oberschwabens zur Zeit der Schussenrieder Renntierjäger. Jahresbericht des oberrheinischen geolog. Vereins 1925.
- Der deutsche Wald im Wechsel der Zeiten. Verlag Franz F. Heine. Tübingen 1935.
- Bobeck, H.: Die Formenentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen im Einzugsbereich des Zillers. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. 30. Bd. 1. 1933.
- Bülow, K. v.: Wie unsere Heimat wohllich wurde. Franckh'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart 1933.
- Cozzaglio, A.: Le moderne teorie sulla formazione dei laghi prealpini. Commentari dell'Ateneo di Brescia. 1895.
- Davis, W. M.: Glacial Erosion in the valley of the Ticino. Appalachia. IX. 1900.
- Dietmann, K.: Der „Große Immenstädter Illersee“ und der Bergsturz bei Ratholz-Konstanzer. In „Heimat“, Beilage zum „Allgäuer Anzeigblatt“. Nr. 21; 1932. Immenstadt.
- Distel, L.: Die Formen alpiner Hochtäler, insbesondere im Hohen Tauerngebiet, und ihre Beziehungen zur Eiszeit. Mitt. d. Geogr. Gesellsch. in München, VII, 1912.
- Ergebnisse einer Studienreise in den zentralen Kaukasus. Abh. d. Hamburg. Kolonialinstituts. 1914. Bd. 22.
- Dittrich, M.: Anleitung zur Gesteinsanalyse. Verlag von Veit u. Co. 1905.
- Drygalski, E. v.: Grönlands Gletscher und Inlandeis. Ztschr. Ges. f. Erdkde. Berlin 1892.
- Die Entstehung der Trogtäler zur Eiszeit. Pet. Mitt. 1912.
- Eberl, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Dr. Benno Filser's Verl., Augsburg. 1930.
- Erdtman, G.: Neue pollenanalytische Untersuchungsmethoden. Bericht über das Geobotanische Forschungsinstitut Rübel in Zürich für das Jahr 1935. Zürich 1936.
- Finsterwalder, S.: Der Vernagtferner. Seine Geschichte und seine Vermessung i. d. J. 1888 und 1889. Wiss. Erg.-Hefte. DuÖAV. I. Bd. 1. H. 1897.
- Wie erodieren die Gletscher? Ztschr. d. DuÖAV. 1891.
- Firbas, F.: Beiträge zur Kenntnis der Schieferkohlen des Innerts und der interglazialen Waldgeschichte der Ostalpen. Ztschr. f. Gletscherk. Bd. XV. 1927.
- Geistbeck, A.: Die Seen der deutschen Alpen. Leipzig 1885.
- Groschopf, P.: Die postglaziale Entwicklung des Großen Plöner Sees in Ostholstein auf Grund pollenanalytischer Sedimentuntersuchungen. Arch. f. Hydrobiol. Bd. 30; 1936.
- Gümbel, K. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Mit Kartenwerk. Gotha 1861.
- Diluviale Braunkohlenbildung im Imbergtobel bei Sonthofen. Geognostische Jahreshefte 1888.
- Haniel, C. A.: Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf. Mit geolog. Karte. Piloty u. Loehle. München 1914.
- Heim, Alb.: Bergsturz und Menschenleben. Beibl. d. Vierteljahrsschr. d. Natf.-Ges. Zürich 1932.
- Heim, Arn.: Der Grünten. In „Heim-Festschrift“ zur Vierteljahrsschr. d. Natf.-Ges. Zürich 1919.
- Heß, H.: Der Taltrog. Pet. Mitt. 1903.
- Iversen, I.: Sekundärer Pollen als Fehlerquelle. Eine Korrektionsmethode zur Pollenanalyse minerogener Sedimente. Danmarks Geologiske Undersøgelse. IV. Raekke. Bd. 2. Nr. 15. København. 1936.
- Klebensberg, R. v.: Geologie von Tirol. Berlin 1935.
- Knauer, J.: Die Mindel-Eiszeit, die Zeit größter diluvialer Vergletscherung in Süddeutschland. Abh. d. Geol. Landesunters. a. Bayer. Oberbergamt. Heft 29. 1938.
- Koebecke, R.: Morphologie des Illergebietes zwischen Oberstdorf und dem Alpenrand. Frankfurter Geogr. Hefte. 8. Jahrg. 2. H. 1934.

- Kurzmann, S.: Beobachtungen über Geschiebeführung. Verlag von A. Huber, München 1919.
- Lagally, M.: Mechanik und Thermodynamik des stationären Gletschers. Akad. Verlagsges. Leipzig 1934.
- Lautensach, H.: Die Übertiefung des Tessingebiets. Geograph. Abhandl. N. F. 1. Berlin 1912.
- Lucerna, R.: Gletscherstudien in den Steiner Alpen. Geograph. Jahresber. aus Österreich. 1906.
- Lütschg, O.: Beobachtungen über das Verhalten des vorstoßenden Allalingletschers im Wallis. Zeitschr. f. Gletscherk. 14. 1925/26.
- Beobachtungen über das Verhalten des vorstoßenden oberen Grindelwaldgletschers im Berner Oberland. Vierteljahrsschr. d. Schweiz. Naturf.-Ges. Thun und Jungfrauojoch II. 1933.
- Machatschek, F.: Zur Morphologie der Schweizer Alpen. Sonderbd. d. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. 1928.
- Geomorphologie. Leipzig u. Berlin 1934.
- Das Relief der Erde. Gebr. Bornträger, Berlin 1938.
- Maull, O.: Geomorphologie. Enzyklopädie der Erdkunde. 5. Teil. 1938.
- Milankovitch, M.: Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen. Köppen und Geigers, Handbuch der Klimatologie. 1. A. 1930.
- Müller, J.: Die diluviale Vergletscherung und Übertiefung im Lech- und Illergebiet. Ein Beitrag zur Frage der Übertiefung. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt Berlin. 1917.
- Nipkow, F.: Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen des Schlammabsatzes im Zürichsee. Zeitschr. f. Hydrologie 1, 1920.
- Penck, A., u. Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901–1909.
- Penck, A.: Über Periodizität der Talbildung. Verh. Ges. Erdkunde. Berlin 1884.
- Morphologie der Erdoberfläche. 2 Bde. Stuttgart 1894.
- Die Übertiefung der Alpentäler. Vortrag. VII. intern. Geogr.-Kongr. Berlin 1899.
- Schliffkehle und Taltrog. Pet. Mitt. 1912.
- Die Terrassen des Isartales in den Alpen. Sitzungsber. d. Preuß. Ak. d. Wiss. XIX. 1920.
- Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Ebenda XX, 1922.
- Eiszeitliche Krustenbewegungen. Frankfurter Geogr. Hefte. XI. 1936.
- Das Klima der Eiszeit. Verh. d. III. intern. Quartär-Konf. Wien 1936.
- Eiszeit und Strahlungskurve. Forschungen und Fortschritte, 15. Jahrg. Nr. 6. Berlin 1939.
- Philippson, A.: Der glaziale Taltrog. Pet. Mitt. 1912.
- de Quervain, A.: Bodengestaltende Wirkung des vorstoßenden oberen Grindelwaldgletschers. Vierteljahrsschr. d. Naturf.-Ges. Zürich 64. 1919.
- Reid, H. F.: The Mechanics of Glaciers I. Journal of Geology. Vol. IV Nr. 8. 1896.
- Reinhard, A. v.: Beiträge zur Kenntnis der Eiszeit im Kaukasus. Veröff. d. Geogr. Inst. d. Univ. Berlin, H. 2, 1914.
- Reissinger, A.: Untersuchungen über den Niedersonthofener See im bayerischen Allgäu. Wiss. Veröff. d. DuÖAV. 6. Innsbruck 1930.
- Untersuchungen über den tiefsten Grund des Chiemsees. Mitt. d. Geogr. Ges. i. München. Bd. XXII. H. 2. 1929.
- Die „Pollenanalyse“ ausgedehnt auf alle Sedimentgesteine der geologischen Vergangenheit. Paläontographica Abt. B, Bd. 84. 1938.
- Richter, E.: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Pet. Mitt. Ergh. 132. 1900.
- Richter, M.: Morphologie und junge Bewegungen beiderseits vom nördlichen Alpenrand. Zeitschr. f. Geomorph. 7, 1932.
- Sauer, E.: Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung der diluvialen Seeabsätze im oberen Isartal. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. 50. Leipzig 1938.
- Schäfer, J.: Morphologische Untersuchungen im Gebiet des jungdiluvialen Iller- und östlichen Rheingletschers und ihrem nördlichen Vorland. Inaug.-Diss. d. Univ. München. 1939.
- Sölch, I.: Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. Pet. Mitt. Ergh. 219 u. 220. Gotha 1935.

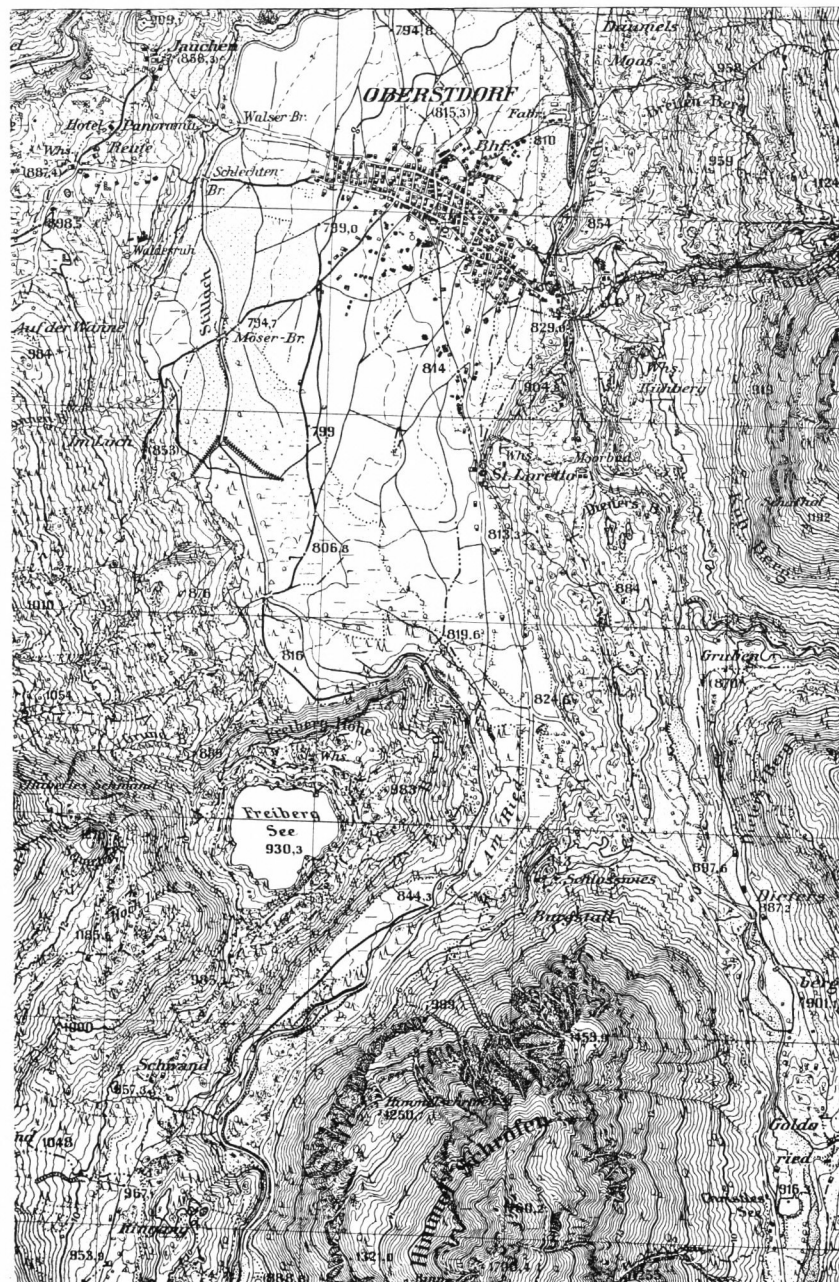
- Till, A.: Das große Naturereignis von 1348 und die Bergstürze des Dobratsch. Mitt. d. k. k. Geograph. Ges. i. Wien. Bd. 50. 1907.
- Troll, K.: Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. Mitt. d. Geogr. Ges. i. München, Bd. 18. 1925.
- Die große Exkursion durch die Ostalpen. Wien-Salzburg. Die III. intern. Quartärkonf. Ztschr. f. Gletscherk. XXV. 1937.
- Vareschi, V.: Pollenanalysen aus Gletschereis. Bericht über das Geobotanische Forschungsinstitut Rübel in Zürich für das Jahr 1934. Zürich 1935.
- Zerndt, J.: Les Mégaspores du Bassin Houiller Polonais I. Teil. Akademie Polonaise des Sciences et des Lettres. Krakau 1934.
- Zetzsche, F., u. Kälín, O.: Eine Methode zur Isolierung des Polymerbitumens aus Kohlen. Braunkohle. 1932. Halle.
- Zeuner, F.: Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neiße. Mit Schotteranalyse. Inaug.-Diss. Breslau 1928.



Abb. 1. Der Freibergsee (930 m) im Winter, mit Eisbedeckung.
(Phot. Helmhuber, Oberstdorf)



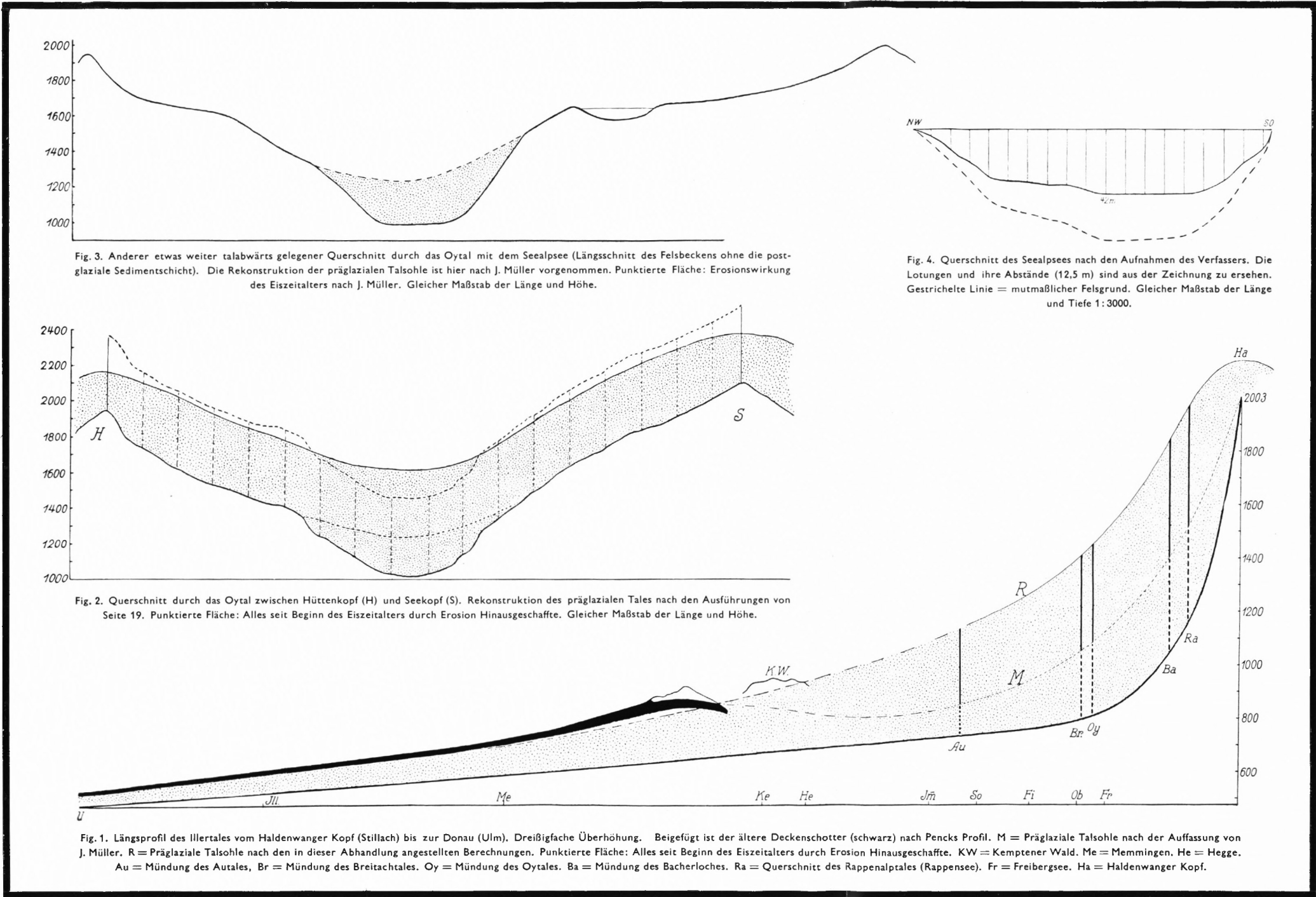
Abb. 2. Der Freibergsee, vom Söllereck aus gesehen. Über dem See die Einmündung des Oytals,
in welchem sich seitlich der Seealpsee (1629 m) befindet.
(Phot. Gebr. Metz, Tübingen)



Bayer. Topographisches Büro

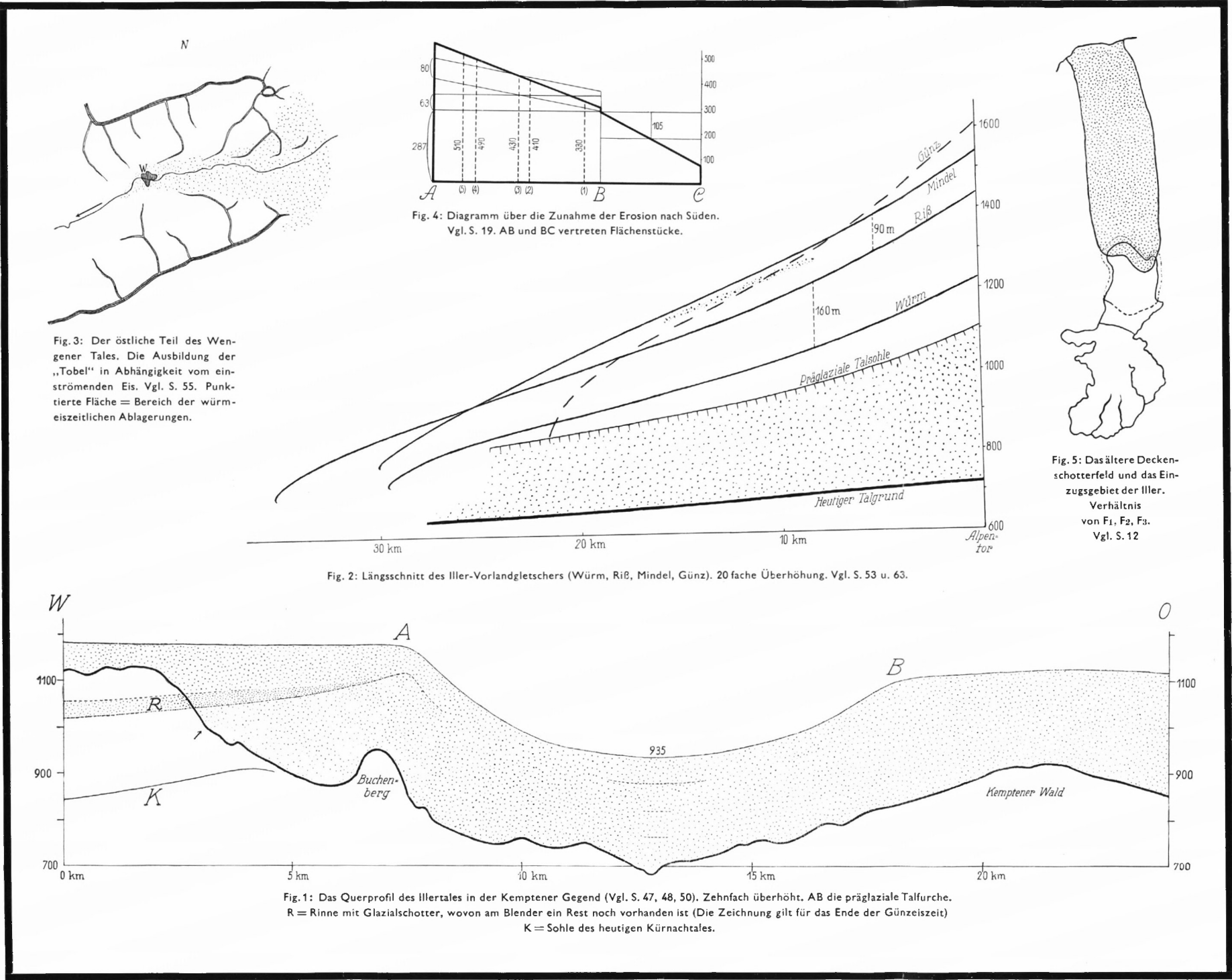
0 1 km

Der Freibergsee und seine Umgebung.



Mit Verwertung der Arbeiten des Bayer. Topogr. Büros

Gez. von A. Reissinger



Zum Teil auf Grund der Autnahmen des Bayer. Topogr. Büros

Gez. v. A. Reissinger



Fig. 3: Die natürliche Felsentblöhung der diluvialen Nagelfluh auf dem Blender.

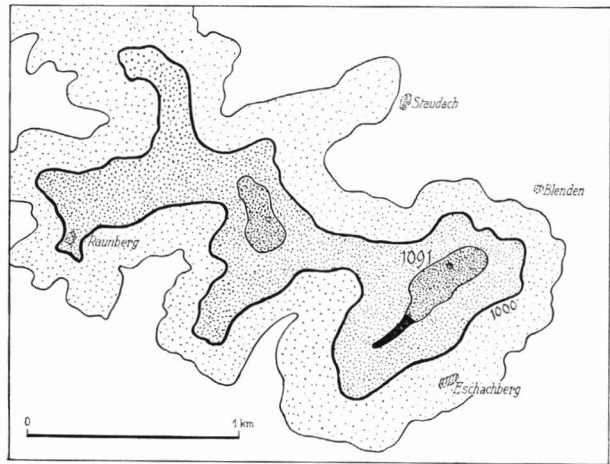


Fig. 2: Der Blender-Rücken. Die diluviale Nagelfluh schwarz dargestellt.

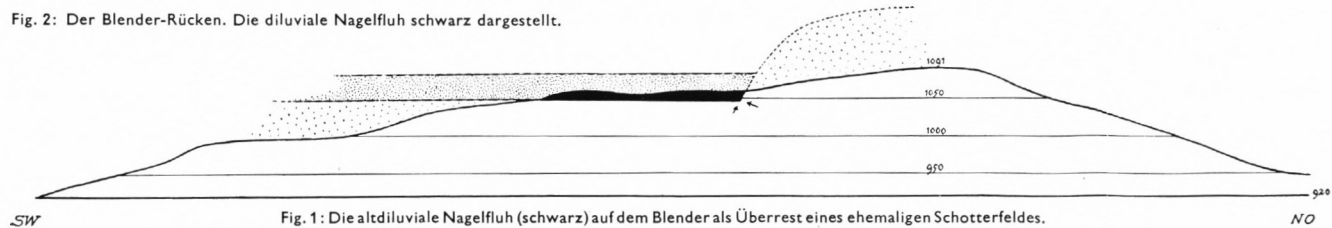


Fig. 1: Die altdiluviale Nagelfluh (schwarz) auf dem Blender als Überrest eines ehemaligen Schotterfeldes.
Gleicher Maßstab der Länge und Höhe: 1 mm = 10 m

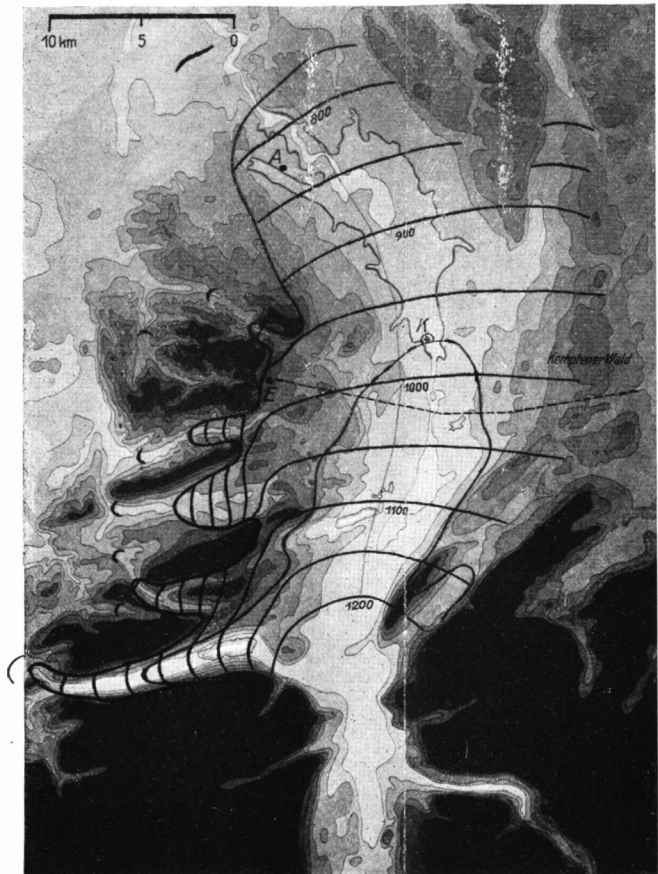
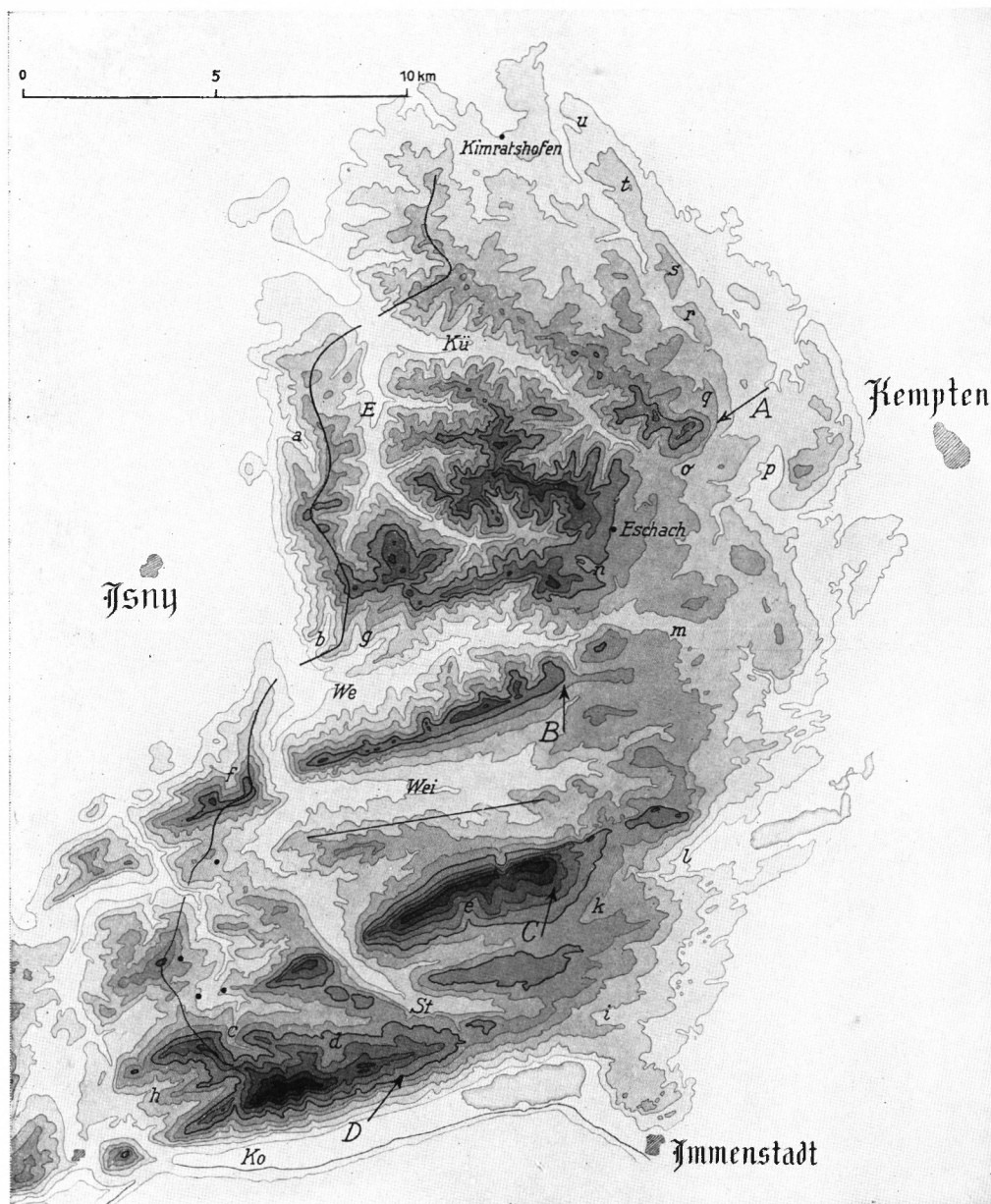


Fig. 4: Übersicht über das Iller glazialgebiet. Das Eis hat ein sich konformes Bett geschaffen im Laufe einer sehr langen Zeit. Höhengschichten von 50 zu 50 m. Alle Gebiete über 1000 m schwarz. Zugleich ist der Illerwurmglacier durch die Höhenlinien seiner Eisoberfläche dargestellt. Zu beachten ist das Zungenbecken des Illerwurmglaciers. Eingezeichnet sind auch die Stirnmoränen der Rißgletscherzungen (auch des Hauptgletschers), ferner die Umriss des dem „Ammerseestadium“ entsprechenden Gletschers. K = Kempten, A = Altusried, E = Eschach



Nach den Arbeiten des Bayer. Topogr. Büros

Gem. von A. Reissinger

Kü = Kürnacher Tal Wei = Weitnauer Tal
 E = Eschacher Tal St = Stixner Tal
 We = Wengener Tal Ko = Konstanzer Tal
 Sonstige Punkte = Besondere Moränen.

Das zwischen Iller- und Rheingletscher gelegene Molasseland
 Dargestellt in Höhengschichten von 50 zu 50 m.
 (Die Tausendmeter-Höhenlinie ist stärker ausgezeichnet)

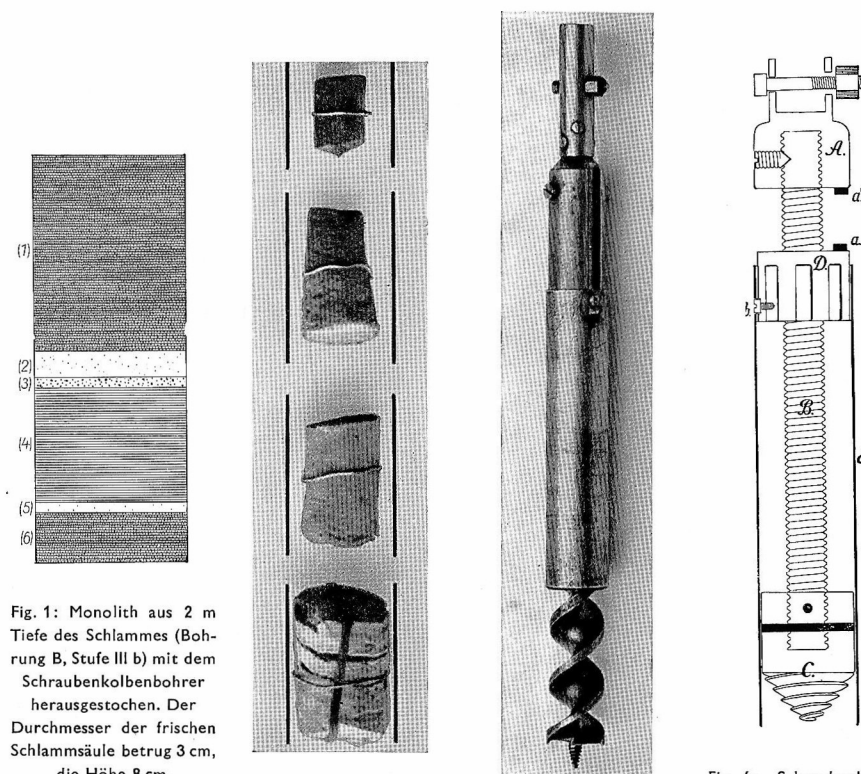


Fig. 1: Monolith aus 2 m Tiefe des Schlammes (Bohrung B, Stufe III b) mit dem Schraubenkolbenbohrer herausgehoben. Der Durchmesser der frischen Schlamm säule betrug 3 cm, die Höhe 8 cm.
(1) schwarzgrüne Masse
(2) hellgrauer Schlamm
(3) glitzeriger Feinsand
(4) bräunlichgraue Masse
(5) hellgrauer Schlamm
(6) schwarzgrüne Masse

Fig. 2: Eingetrocknete und daher zusammengeschrumpfte Schlamm säulen aus Stufe I, II und III a (von unten nach oben). Die ursprüngliche Breite (3 cm) ist angezeigt.

Fig. 3: Douglas-Hülsebohrer. Die Hülse ist zum Teil vorgeschoben. Außendurchmesser der Hülse 32 mm.

Fig. 4: Schraubenkolbenbohrer, im Durchschnitt dargestellt. Die Teile B, C und D aus Messing. E Stahlrohr von 0,5 mm Wandstärke und 31 mm Außendurchmesser.

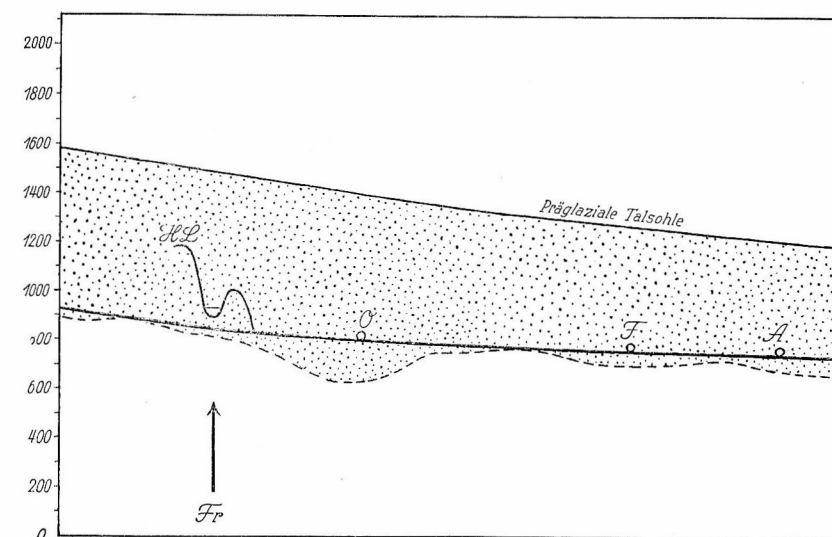


Fig. 6: Längsschnitt des Illertales in der Gegend von Oberstdorf. Fünffach überhöht. Fr = Freibergsee. O = Oberstdorf. F = Fischen. A = Altsäeten. HL = Hochleite (1185 m), bisher als Illertalerrasse betrachtet. Kräftige Linie = heutige Talsohle. Punktuelle Fläche = Erosionswirkung des ganzen Eiszeitalters. Gestrichelte Linie = mutmaßlicher Felsgrund des Illertales. Die Erosionshöhe über dem Felsboden des Sees beträgt 600 m! Nur aus dieser bedeutenden Höhe erscheint der rätselhafte Kessel des Sees verständlich.

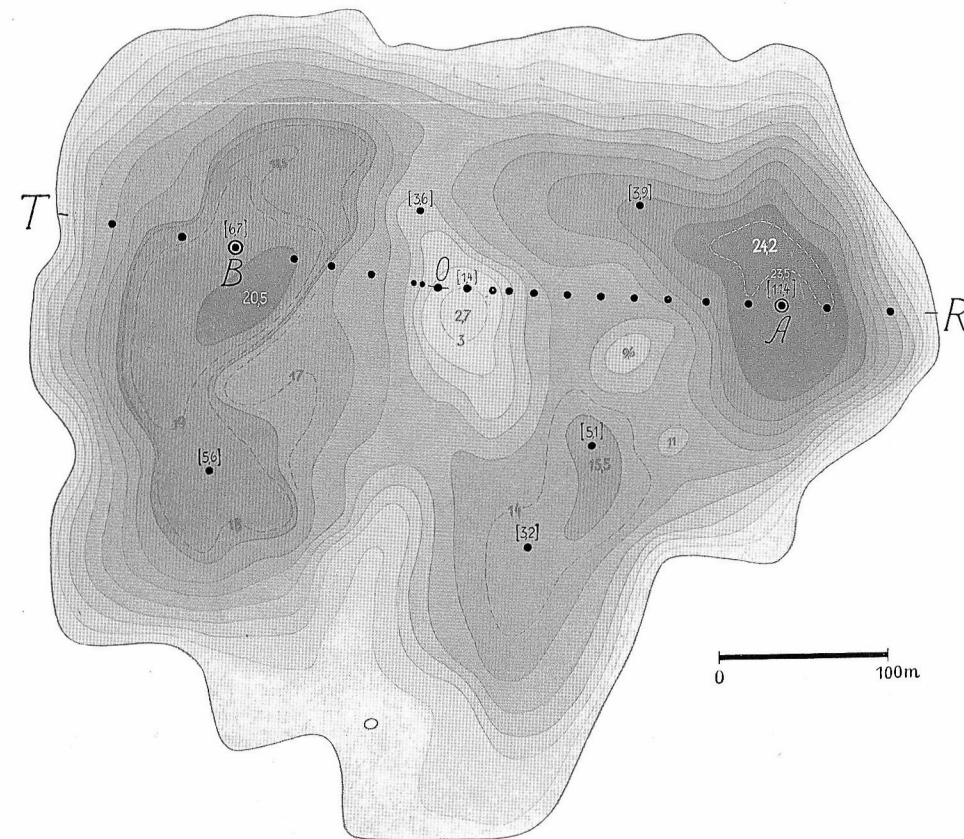


Fig. 7: Der heutige Grund des Freibergsees. Höhenschichten von 2,5 zu 2,5 m. Die großen schwarzen Punkte bedeuten die von der Eisdecke aus durchgeführten Unterwasserbohrungen. Die in eckigen Klammern beige-schriebenen Zahlen die festgestellten Schlammstichtiefen. A und B sind die genauer ausgeführten Bohrungen. Die Schlammstiefen für die längs TOR durchgeführten Bohrungen sind aus Fig. 10 zu ersehen.

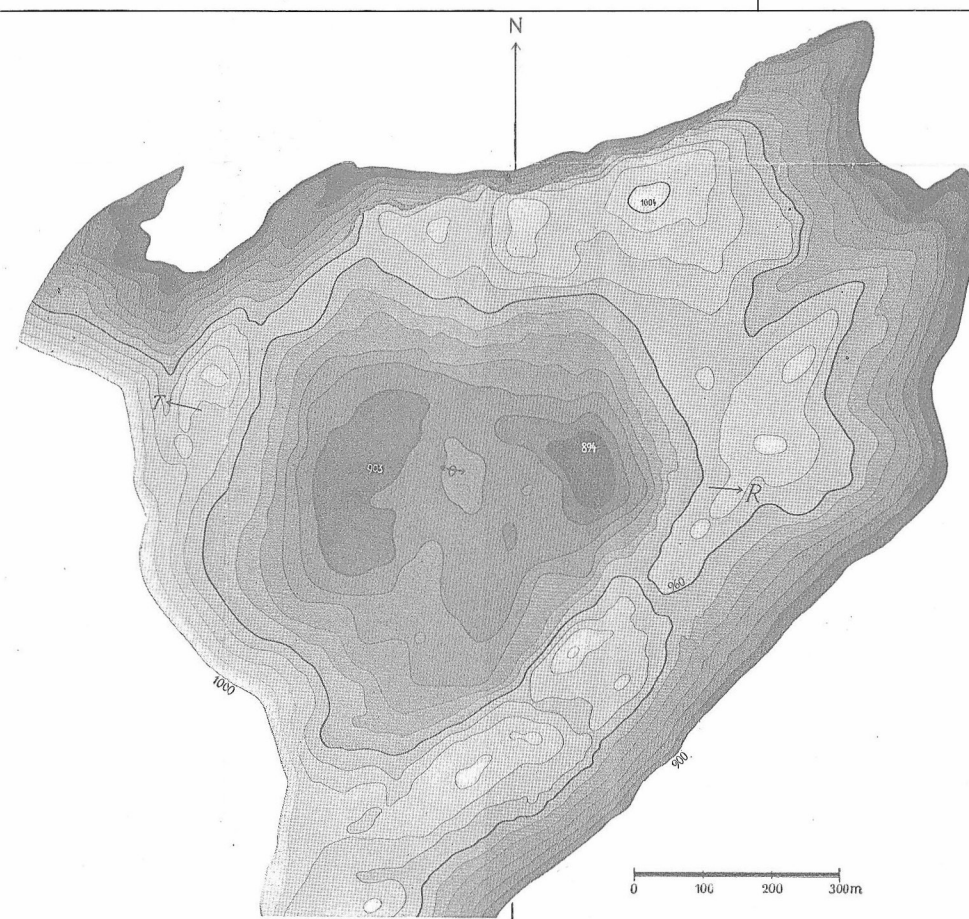


Fig. 8: Der Kessel des Freibergsees mit der Felsumwallung. Das Wasser des Sees und die ganze Sedimentschicht ist dabei entfernt gedacht. Höhenschichten von 10 zu 10 m. Die Linie des in Fig. 10 dargestellten Profils TOR ist angedeutet. Die Darstellung der Seeumgebung gründet sich auf die Arbeiten des Bayer. Topogr. Büros, die des Felskessels auf die Lotungen und Bohrungen des Verfassers.

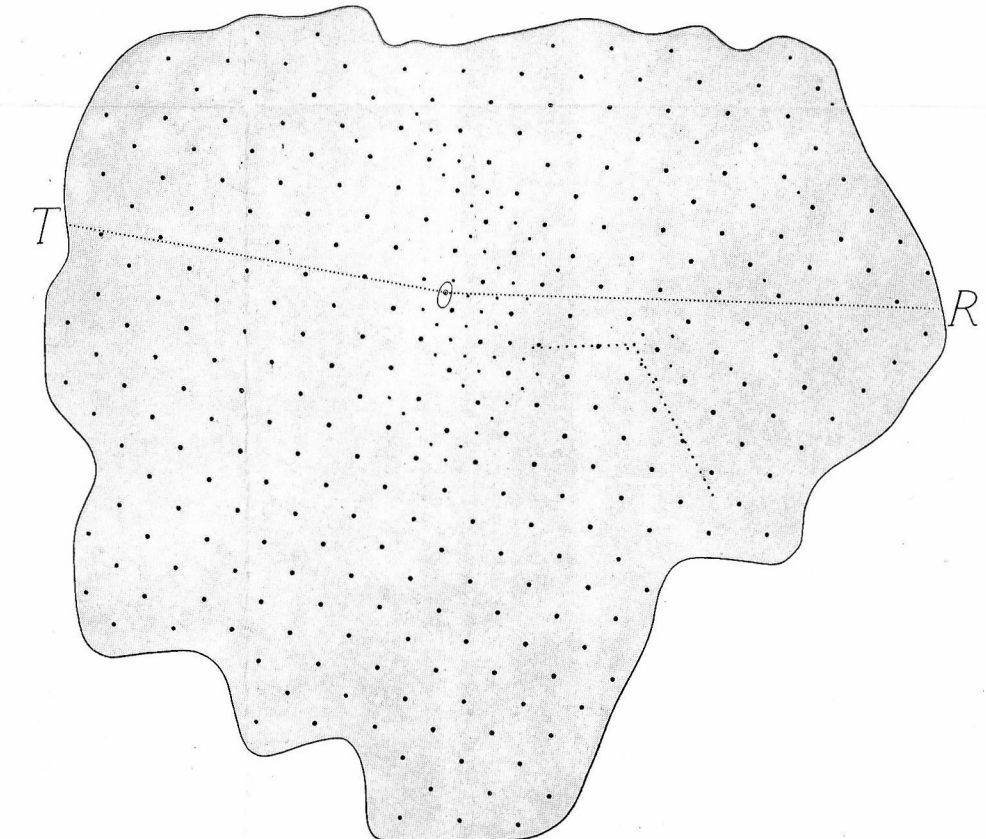


Fig. 9: Lotungsübersicht für die vom Eise aus durchgeführte Auslotung. Der Abstand der Lotungen in dem allgemeinen Netz der Lotungspunkte beträgt 25 m. Die Lotungen längs TOR sind 2,5 m voneinander entfernt. Zwischenlotungen.

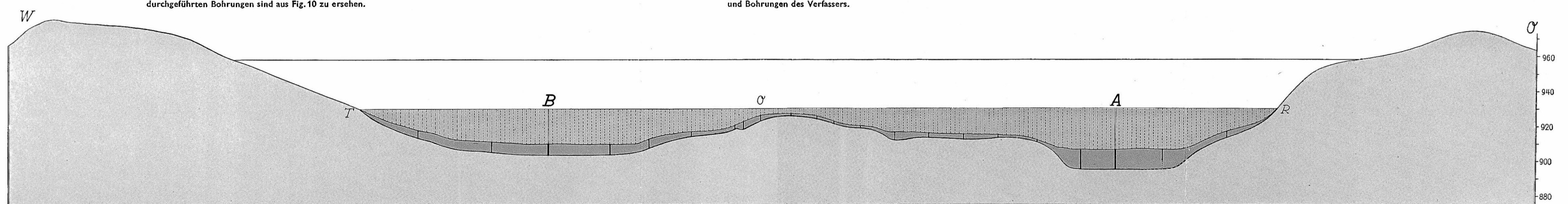


Fig. 10: Durchschnitt durch den See, die Sedimentschicht und die Felsumwallung. Gleicher Maßstab der Länge und Tiefe. Der Verlauf der Profilinie (TOR) ist aus Fig. 7, 8 und 9 zu ersehen. In der Sedimentschicht sieht man die Bohrungen, insbesondere die genauer ausgeführten A und B, eingetragen, im Durchschnitt des Wassers die zahlreichen Lotungen (Abstand 2,5 m). Die obere horizontale Linie deutet die Höhe desjenigen Seespiegels an, der sich einstellen würde, wenn der Kessel bis zum Überlaufen gefüllt wäre (tiefste Stelle der Felsumwallung ca. 958 m).

Fig. 5: Bohrung B

