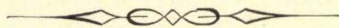


ABHANDLUNGEN
DER
GROSSHERZOGLICH HESSISCHEN
GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT
ZU DARMSTADT.

Band V. Heft 1.

Richard Lepsius, Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit
in den Alpen.

Mit 12 Profilen im Text.



DARMSTADT

IN KOMMISSION BEIM GROSSH. STAATSVERLAG

1910.

DIE
EINHEIT UND DIE URSACHEN
DER DILUVIALEN EISZEIT IN
DEN ALPEN

VON

RICHARD LEPSIUS

MIT 12 PROFILN IM TEXT



DARMSTADT
IN KOMMISSION BEIM GROSSH. STAATSVERLAG

1910

Inhalt.

	Seite
Einleitung	1
1. Deckenschotter	6
2. Die größte Ausbreitung der Gletscher im Schweizer Vorlande	22
3. Das Verhältnis des Rhonegletschers zum Schweizer Juragebirge	27
4. Hochterrassenschotter, Moränen und Niederterrassenschotter	34
5. Die sogenannten interglazialen Ablagerungen in den Alpen.	42
a) Die Schieferkohlen von Utznach, Dürnten und Wetzikon bei Zürich; die Pflanzenreste bei Güntenstall	44
Dryastone	58
Die Lagerung der Schieferkohlen	67
b) Die Höttinger Breccie	73
c) Die pflanzenführenden Kreidemergel in der Borlezzaschlucht bei Lovere am Iseo See	83
6. Achenschwankung und Bühlstadium	97
7. Die Entstehung der alpinen Randseen.	103
8. Die Schneegrenzen	113
9. Der Löß	121
10. Schluß	126
Der prähistorische Mensch	133
Übersicht der Perioden der diluvialen Eiszeit in den Alpen und ihren Vorländern	135

Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen.

Am Schluß des zweiten Bandes meiner Geologie von Deutschland bin ich für die Einheit der diluvialen Eiszeit in Nordeuropa eingetreten, wie sie EUGEN GEINITZ zuerst für das norddeutsche Tiefland von den schwedischen Geologen übernommen hatte. Als wesentliche Ursache der nordischen Vereisung hatte ich die Überhöhung der skandinavischen Gebirge und als Ursache des Rückzuges der Eisdecke die etappenförmige Absenkung von Nordeuropa während der Diluvialzeit betrachtet.

Die frühere Theorie der sich mehrfach wiederholenden Eiszeiten und des jedesmaligen gänzlichen Rückzuges der Eismassen auf die höchsten Gebirgsteile in den sogenannten Interglazialzeiten, diese Theorie war ausgegangen von den Schweizer Geologen, welche für die Schweizer Alpen und ihr Vorland einen dreimaligen Vorstoß und einen dreimaligen Rückzug der alpinen Gletscher aus der Lagerung der glazialen und interglazialen Ablagerungen abgeleitet hatten. In der Folge wurde diese Theorie der dreimaligen diluvialen Vergletscherung auf die ganzen Alpen übertragen; als abschließendes Werk dieser Übertragung kann die Darstellung von A. PENCK und E. BRÜCKNER: die Alpen im Eiszeitalter¹⁾, angesehen werden.

¹⁾ In drei Bänden. Leipzig 1901—1909. Wir verdanken diesem Werke eine vollständige Übersicht über die glazialen Erscheinungen in den Alpen. Wenn ich in meiner Abhandlung zu anderen grundlegenden Ansichten als Penck und Brückner gelange, so beruht meine Untersuchung zum großen Teil auf den von mir seit meinem ersten alpinen Werke (das westliche Südtirol, 1878) fast jedes Jahr in den Alpen wiederholten eigenen Beobachtungen und Studien. Der wesentliche Unterschied zwischen der Auffassung der alpinen Eiszeit, wie ich sie hier in dieser Abhandlung vortrage, und der Penck-Brücknerschen besteht darin, daß diese beiden Autoren die Alpen und ihre Vorländer als einen orographisch festliegenden Erdteil im Eiszeitalter ansehen, während ich diese Gebiete während der Diluvialzeit tektonisch, absolut und relativ mehrfachen Bewegungen ausgesetzt denke.

Wenn wir jetzt die nordeuropäische Eiszeit als eine einheitliche betrachten, so will ich nunmehr untersuchen, ob die bisherigen drei oder vier oder mehr als vier alpinen Eiszeiten während der diluvialen Epoche sich nicht ebenfalls zu einer einheitlich verlaufenden Eiszeit reduzieren lassen; auch untersuchen, ob die von mir für Nordeuropa angenommenen Ursachen der Vereisung in gleicher Weise auf die Alpen passen, mit ihren drei hauptsächlichlichen Perioden:

- a) der borealen Periode, in welcher die Gletscher von den überhöhten Gebirgen bis zu ihrer weitesten Verbreitung vorrückten;
- b) der atlantischen, der ersten Rückzugsperiode;
- c) der skandinavischen oder hier alpinen, der zweiten Rückzugsperiode.

Ich werde in dieser Abhandlung die bekannten glazialen und interglazialen Erscheinungen, wie sie im vergangenen Jahrhundert in einer reichen Literatur aus den Alpen und ihren Vorländern dargestellt worden sind, auf Grund meiner eigenen Beobachtungen auf eine einheitliche Vereisung, und das Vorrücken und den Rückzug der diluvialen alpinen Gletscher auf tektonische Ursachen zurückzuführen suchen. Ich muß dabei die Kenntnis dieser Erscheinungen im allgemeinen voraussetzen und werde nur die für meine neue Anschauung wichtigen Tatsachen heranziehen.

In keinem Alpenlande sind die diluvialen Ablagerungen so eingehend untersucht und dargestellt worden, wie in der Schweiz, dem klassischen Lande der Eiszeit; dort ist ja überhaupt dieses geologische Phänomen zuerst erkannt worden. ESCHER VON DER LINTH und BERNHARD STUDER, in neuerer Zeit LÉON DU PASQUIER, A. GUTZWILLER, F. MÜHLBERG, J. HUG u. a. haben die charakteristischen Lagerungsformen der „löchrigen Nagelfluh“, der Moränen und Blockwälle, der fluvioglazialen Schotter usw. in der nördlichen Tiefschweiz, auf die es hier hauptsächlich ankommt, genau verfolgt, beschrieben und in Spezialkarten eingezeichnet¹⁾.

¹⁾ Léon du Pasquier, Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz; mit zwei Karten und einer Profiltafel. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. Folge, I. Liefg. Bern. 1891. — A. Gutzwiller, Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel; mit zwei Profiltafeln. Verhandl. naturforsch. Ges. in Basel. Bd. X, Heft 3. Basel. 1894. — F. Mühlberg, Der Boden von Aarau. Festschrift, Aarau 1896; und derselbe, Geologische Karten des unteren Aare-, Reuß- und Limmattales und der

Der beste Kenner des Aargaus, Professor F. MÜHLBERG in Aarau, hat die Resultate der Diluvialstudien, welche er und seine Vorgänger im Bereiche der Kantone Bern und Aargau machten, durch eine Übersicht¹⁾ dargestellt, deren wichtigste Punkte ich hier anführen will. Dabei ist zu bemerken, daß F. MÜHLBERG die „älteren Deckenschotter“ der oberpliocänen Stufe zuweist und das „untere Diluvium“ mit den „jüngeren Deckenschottern“ beginnt; die größte und letzte Aufstauung der Alpen setzt er in das Unter- und Mittelpliocän, also in eine präglaziale Zeit.

Übersicht nach F. MÜHLBERG.

- I. Eiszeit. Erster Vorstoß der Gletscher vielleicht bis in die Nähe von Basel. Moränen nicht nachgewiesen. Fluvioglaziale Aufschüttung der älteren Deckenschotter. Der Schweizer Rhein fließt über die Burgunder Pforte zur Saône und Rhone.
 - Ia. Erster Rückzug der Gletscher.
 - Ib. Erste interglaziale Periode. Minimale Ausdehnung oder gänzlichliches Verschwinden der Gletscher.
- II. Eiszeit. Zweiter Vorstoß der Gletscher. Moränen nachgewiesen. Fluvioglaziale Aufschüttung der jüngeren Deckenschotter.
 - IIa. Zweiter Rückzug der Gletscher.
 - IIb. Zweite interglaziale Periode von sehr langer Dauer. Vertiefung der Täler durch Erosion der Flüsse; Bildung der oberrheinischen Tiefebene und Abfluß des Rheines nach Norden in die Tiefebene und durch das Erosionstal von Bingen bis Bonn.

Minimale Ausdehnung der Gletscher auf den Hochalpen. Ablagerung der Schieferkohlen von Huttwil, Zell und ? Utznach.
- III. Eiszeit. Dritter Vorstoß der Gletscher etwa bis Groß-Wangen (westlich des Sempacher Sees, Kanton Luzern) und bis Mellingen (an der Reuß im Aargau). Außerhalb (also nördlich) der Moränen fluvioglaziale Aufschüttung der Hochterrassenschotter.

Umgebung von Aarau, 1 : 25 000 nebst Erläuterungen. Geolog. Karte der Schweiz. Bern 1905 und Aarau 1908. — J. Hug, Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich und der angrenzenden Landschaften; mit drei geol. Karten 1 : 25 000. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. N. Folge, XV. Liefg. Bern. 1907.

¹⁾ Tabellarische Übersicht der glazialen Bildungen im Aargau. Mitt. der aargauischen naturforsch. Ges. Heft. VII. Aarau. 1896.

- IIIa. Dritter Rückzug der Gletscher.
- IIIb. Dritte interglaziale Periode von langer Dauer. Die Gletscher ziehen sich bis südlich der Randseen zurück. Tiefere Erosion der Flußtäler. ? Älterer Löß (nicht nachgewiesen).
- IV. Eiszeit. Größte Vergletscherung bis weit nördlich über das Aargau hinaus. Absätze im Aargauer Jura bis 850 m über Meer. Grundmoränen liegen sowohl in den tiefsten Talsohlen als über den älteren Schotterterrassen, also über den Hochterrassen- und den Deckenschottern; auch direkt auf dem Tafeljura oder auf den Molassebergen. ? Mittelterrassenschotter außerhalb der Moränen.
- IVa. Vierter Rückzug der Gletscher.
- IVb. Vierte interglaziale Periode. Starke Flußerosionen der Täler und der älteren Schotterterrassen. Subaerische Bildung des Löß.
- V. Eiszeit. Vorstoß der Gletscher z. B. bis Groß-Wangen und Mellingen, wo die blockreichen Wall-(Stirn-)moränen gut erhalten sind. Außerhalb (also nördlich) dieser Moränenlandschaften fluvioglaziale Aufschüttung der Niederterrassenschotter.
- Va. Fünfter, stufenweiser Rückzug der Gletscher.

Der Hauptsache nach beruht dieses Schema auf dem in der Schweiz überall zu beobachtenden Wechsel von Aufhäufung (Akkumulation) und Einfurchung (Erosion); jede neue Aufhäufung von Moränen und Schottern sollte einem Vorrücken der Hochalpengletscher bis in die Tiefschweiz, jede neue Vertiefung der Täler sollte von Flüssen bewirkt sein, welche nach dem jedesmaligen vollständigen Rückzuge der Gletscher auf die Hochalpen neu entstanden und in der Tiefschweiz sowohl die bereits vorhandenen fluvioglazialen Schotterterrassen als auch das unterlagernde Molassen- oder Juragebirge tiefer einschnitten. Dabei kommt es aber vor, daß z. B. bei der Lindmühle, oberhalb Birmensdorf an der Reuß, die Grundmoräne der größten Vergletscherung (IV. Eiszeit) jetzt unter der Flußbette liegt und die Reuß die über dieser Grundmoräne lagernden „Niederterrassenschotter“ (V. Eiszeit) noch 25 m tief durchgeschnitten hat; daß dagegen dieselben Moränen der IV. Eiszeit an der Baldegg, 2,5 km NO der Lindmühle, bis 210 m über den jetzigen Spiegel der Reuß ansteigen.

Dieses ausführliche Schema MÜHLBERGS wurde später durch Vereinigung seiner III. und IV. Eiszeit reduziert; PENCK und BRÜCKNER führten in ihrem erwähnten Werke die folgende Einteilung der diluvialen Ablagerungen für die ganzen Alpen durch:

Liegendes: Präglaziale Ablagerungen.

- I. Ältere Deckenschotter (Günzvergletscherung).
- Ib. Erste interglaziale Zeit (Günz-Mindelzeit).
- II. Jüngere Deckenschotter (Mindelvergletscherung).
- IIb. Zweite interglaziale Zeit (Mindel-Rißzeit).
- III. Hochterrassenschotter und Moränen der Haupteiszeit (Rißvergletscherung, Altmoränen).
- IIIb. Dritte interglaziale Zeit (Riß-Würmzeit).
- IV. Niederterrassenschotter und Moränen der jüngsten Eiszeit (Würmvergletscherung, Jung-Endmoränen). Laufenschwankung.
- V. Postglaziale Übergangszeit:
 - a) Achenschwankung,
 - b) Bühlstadium,
 - c) Gschnitzstadium,
 - d) Daunstadium.

Die alpinen Geologen, welche die diluviale Eiszeit nach diesem Schema auffassen, huldigen der Ansicht, daß die vier Eiszeiten durch kälteres Klima mit tieferer Schneegrenze der Alpen erzeugt wurden als den drei Interglazialzeiten, sowie der prä- und postglazialen Zeit zukam. Ein kälteres Klima bewirkte den jedesmaligen Vorstoß der Gletscher, ein wärmeres Klima den jedesmaligen Rückzug der Gletscher, und zwar sollten diese Klimawechsel gleichmäßig für ganz Europa Geltung haben.

Diese Anschauung eines vier- oder fünfmaligen Vorstoßes und eines vier- oder fünfmaligen Rückzuges der Gletscher stützt sich im wesentlichen auf zwei Beobachtungen: der gesonderten Lagerung der fluvioglazialen Schotter und der zwischenliegenden Fluß- oder Gletschererosionen.

Ich will im folgenden versuchen, diese beiden Tatsachen nicht wie bisher aus Klimaschwankungen, sondern aus tektonischen Bewegungen zu erklären. Wie für Nordeuropa, nehme ich auch für die Alpen an, daß die Gletscher der Hochalpen während der Diluvialzeit nur einmal

in die alpinen Vorländer vorgestoßen sind, nur einmal sich in die Centralketten zurückgezogen haben, und daß die Schneegrenze zur diluvialen Eiszeit nicht tiefer als jetzt lag, sondern daß die Alpen selbst und ihre Vorländer, ebensowie ganz Europa, sich zur Haupteiszeit in einem absolut höheren Niveau über dem Ozean befanden und deshalb ein etwas kälteres Klima als jetzt besaßen. Die jüngste, stärkere Erwärmung Europas wurde dann schließlich anormal, d. h. höher als in den gleichen Breiten von Asien und Nordamerika, durch die Entstehung des warmen Golfstromes, der während der Haupteiszeit die europäischen Küsten nicht bespülte.

1. Die Deckenschotter.

Was wir heute Deckenschotter nennen, wurde zuerst von A. ESCHER und B. STUDER „lödrige Nagelfluh“ genannt¹⁾, zum Unterschiede von der „bunten Nagelfluh“ der miocänen Molasse. Während die bekannten Eindrücke, Zerquetschungen und Rutschflächen, welche in der zum Teil stark dislozierten miocänen Nagelfluh so häufig sind, den Geröllen der lödrigen Nagelfluh gänzlich fehlen, sind die Kalkgerölle der diluvialen Nagelfluh oft hohl oder schwammartig zerfressen. Viele kleine und große Lücken und Hohlräume zwischen den Geröllen ließen den Namen „lödrige“ Nagelfluh für diese altdiluvialen Schotter entstehen.

Die lödrige Nagelfluh lagert in der Tiefschweiz als eine horizontale Platte über der miocänen Nagelfluh, und wo diese disloziert ist, diskordant über derselben. Zu 95 % enthält sie Kalk- und Sandsteingeschiebe, welche zu 50 bis 75 % aus der miocänen Molasse herkommen sollen. Die wenigen Gerölle kristalliner Gesteine zeigen sich auf ihren Bruchflächen so frisch wie das in den Zentralalpen anstehende Gestein, rühren daher nicht aus der miocänen Nagelfluh, in der die granitischen Gesteine völlig mürbe und zersetzt sind, sondern direkt aus dem glazialen Moränenschutt der Hochalpen. Die Größe der Gerölle ist in beiden Nagelfluhen im allgemeinen gleich; nur an einigen Orten werden sie in der diluvialen Nagelfluh größer als in der miocänen; so auf dem Uetliberg bei Zürich oder auf dem Irchel 670 m bei Eglisau am Rhein.

¹⁾ A. Gutzwiller, Die lödrige Nagelfluh. Basel. 1880.

Auf dem Utokulm, dem 872 m hohen Gipfel des Uetli, hatte A. HEIM schon im Jahre 1882 unter dem Deckenschotter Grundmoräne mit geschrammten Geschieben aufgefunden, als ein Hügel vor dem großen Hotel abgetragen wurde¹⁾; die Moräne ging nach oben allmählich in die fluviatilen Deckenschotter über, verbunden durch geschlemmtes Moränenmaterial. Später fand A. HEIM, daß in den verschiedenen Deckenresten auf der 13 km langen Molassenkette vom Uto bis zum Albishorn (890 m) Moräne und Schotter miteinander wechsellagern.

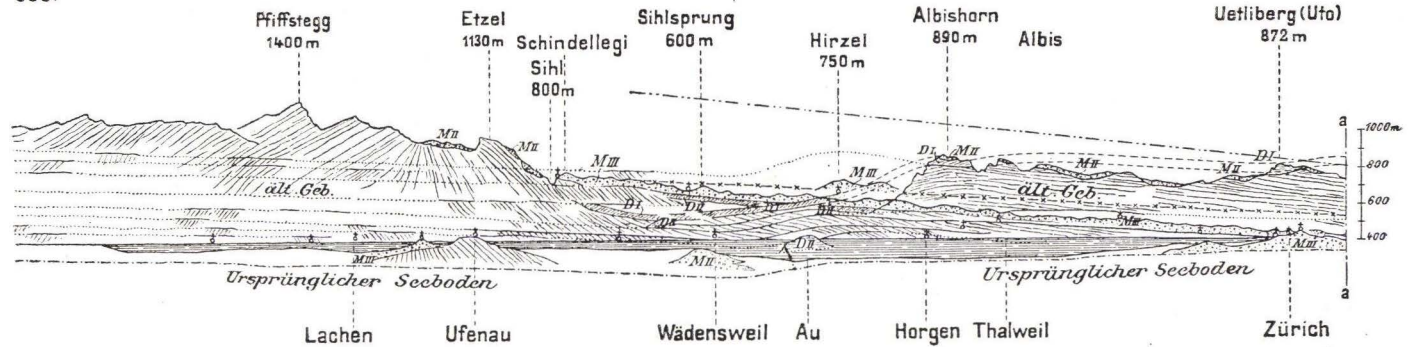
Man steht also dort auf dem Albiskamme in dem oszillierenden Zungengebiete des ersten Vorstoßes der alpinen Gletscher, und zwar hier des Linthgletschers. Neben den stark abgerollten Geschieben, welche meist aus der Zerstörung der miocänen Nagelfluh hervorgegangen sind, enthalten die Deckenschotter auf dem Utokulm größere eckige Stücke von Verrucano (Sernifit) aus dem Sernftale oberhalb Glarus, kantige Kalksteine der alpinen Jura- und Kreidestufen und viele harte Molassesandsteine, wie sie am Ausgange des Wäggitales bei Lachen am Südostende des Zürcher Sees in 440—500 m über Meer anstehen.

Die Niveauverhältnisse des Zürcher Sees und seiner Umgebung müssen in dieser ältesten Diluvialzeit ganz andere gewesen sein als heute; ALBERT HEIM nannte 1894 diese Gegend „eine teilweise versunkene Erosionslandschaft in der Molasse, überführt mit Gletscherschutt“.

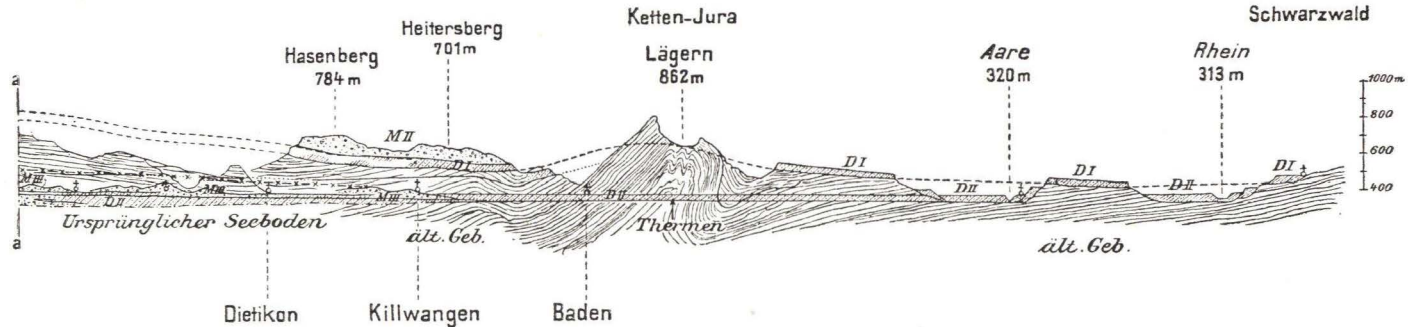
In der Tat liegen dieselben Deckenschotter, welche auf Utokulm in 872 m lagern, flach auf dem Albiskamm bis zum Albishorn in 890 m (siehe das S. 8 wiedergegebene Profil Nr. 1 von ALBERT HEIM, und bei A. AEPPLI a. a. O. Taf. I); südlich vom Albishorn jedoch fällt die Decke der ältesten Schotter und Moränen „fast plötzlich steiler gegen die Alpen zu ein, nicht nur als Ganzes, sondern die einzelnen Schichten mit dachziegelartiger Geschiebelagerung fallen der Strömung entgegen, die sie einst gebracht hat. In der Baarburg, im Lorzetobel, im Kellenholz fällt der Deckenschotter gegen die Alpen; im obersten Teil des Lorzetobels und oberhalb Sihlsprung biegt er sich dann wieder zum Normalfallen

¹⁾ Albert Heim, Die Geologie der Umgebung von Zürich. Comptes-rendu de la VI session du Congrès géol. internat., S. 190. Lausanne. 1897. — A. Aeppli, Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees; in Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz; mit 1 Karte u. 2 Profiltafeln. 34. Liefg. Bern. 1894.

SSO.



NNW.



Profil 1. Maßstab der Länge 1 : 25 000, der Höhe 1 : 50 000.

Durch das Züricherseetal nach Albert Heim. *Compte-Rendu de la sixième session du Congrès géologique international en Suisse.*
pl. II. Lausanne 1897.

ält. Geb. = Molasse, Jura, Trias.

D I = Deckenschotter und Grundmoräne der I. Eiszeit.

D II = Schotter des II. und III. Eiszeiten.

M II = Moränen der II. Eiszeit.

M III = Moränen der III. Eiszeit.

----- = ursprüngliches Niveau der Deckenschotter.

----- = jetzige Lagen der Deckenschotter.

-x-x-x- = höchster Gletscherstand der III. Eiszeit.

..... = Erosionsterrassen des alten Züricherseetales.

auf¹⁾. Den Betrag des Zurücksinkens des Alpenrandes am oberen Zürcher See berechneten A. HEIM und A. AEPPLI nach der Tiefenlage der Deckenschotter oberhalb Wädenswil auf 425 m im Verhältnis zum Albiskamm. Die absolute Höhenlage der Deckenschotter war aber ursprünglich noch viel höher: A. AEPPLI hat bereits auf seinem Profile I, Tafel I für dieselben eine Höhe von 550 m über der jetzigen Lage der abgesunkenen Deckenschotter am Sihlsprung eingezeichnet, indem er eine Absenkung des Albiskammes gegenüber den weiter nördlich liegenden Hasen- und Heitersbergen annimmt. Da aber auch diese, wie ich annehme, mit der ganzen Tiefschweiz seit dem Absatze der Deckenschotter eingesunken sind, so folgt daraus ein recht tiefes Absinken der Hochalpen während der jüngeren Diluvialzeit.

In dem auf S. 10 stehenden Profile Nr. 2 aus dem Lorzetal bei der Schwarzfluh, zwischen Sihl und dem Zuger See oberhalb der Baarburg gelegen, sehen wir gerade wie an vielen anderen Punkten dieser Gegend:

a) auf den Hochufeln beiderseits des Tales übereinander gelagert, von oben nach unten:

5. Wallmoräne, ca. 30 m mächtig.
4. Hochterrassenschotter, 10—30 m mächtig; sich auskeilend nach Westen.
3. Grundmoräne, ca. 10 m mächtig.
2. Deckenschotter, 30—40 m mächtig.
1. Grundmoräne (an der Tobelbrücke), 5—10 m mächtig.

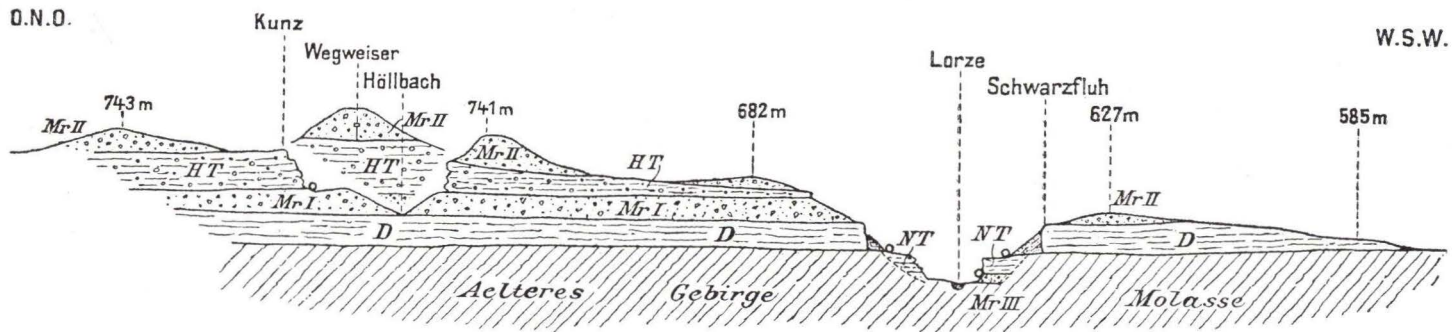
Liegendes: Molasse.

b) Im Lorzetaleinschnitt, von oben nach unten:

7. Niederterrassenschotter, ca. 20 m mächtig; in weiter Ausdehnung nach Norden um die Baarburg herum (siehe die geologische Karte im Maßstabe 1:25 000 auf Tafel III bei A. AEPPLI).
6. Grundmoräne, ca. 2 m mächtig.

Liegendes: Molasse.

¹⁾ Albert Heim a. a. O., S. 191. — A. Penck a. a. O., S. 506—515, will die Deckenschotter am Sihlsprung, im Lorzetobel usw. zu den Niederterrassenschottern rechnen, weil ihm diese tiefe Lage von Deckenschottern in der dortigen Gegend nicht paßt.



Profil 2. Maßstab der Länge und Höhe 1:12 000.
 Quer durch das Lorztal bei der Schwarzfluh, nach A. Aeppli a. a. O. 1894. Tafel II, Fig. 6.

- D = Deckenschotter.
- Mr I = Grundmoränen der I. Eiszeit.
- HT = Hochterrassenschotter.
- Mr II = Moränen der II. Eiszeit (Haupteiszeit).
- Mr III = Moränen der III. Eiszeit.
- NT = Niederterrassenschotter.

Dieses Lorzprofil ist typisch für die bisherige Auffassung der Schweizer Geologen:

Die Ablagerungen Nr. 1—3 nennt A. AEPPLI Grundmoränen und Deckenschotter der I. Eiszeit, Nr. 4 Hochterrassenschotter (der II. oder Haupteiszeit), Nr. 5 Wallmoräne der III. Eiszeit, Nr. 6 Grundmoräne der III. Eiszeit und Nr. 7 Niederterrassenschotter der III. Eiszeit.

Die auffallende Talerosion, in welcher die Niederterrassenschotter einlagern, so daß sie diskordant gegen die älteren Schotter und hier bei der Schwarzfluh in einem absolut tieferen Niveau als die Decken- und die Hochterrassenschotter im Lorzebett einlagern, soll geschehen sein, nach der bisherigen Annahme, nach der Haupteiszeit, während der Interglazialzeit; während dieser, um mit PENCK und BRÜCKNER zu reden, Rifß-Würm-Interglazialzeit (IIIb oben Seite 5) sollen sich die Gletscher in die Hochalpen völlig zurückgezogen und Flüsse die Hochterrassen-, Deckenschotter und älteren Moränen durchgeschnitten haben.

Für dieses Profil bei der Schwarzfluh bemerke ich hier nur, daß die „Grundmoräne“ unter dem Niederterrassenschotter im Lorzebett von A. AEPPLI in dieselbe III. Eiszeit gestellt wird wie die „Wallmoränen, welche oben auf den Höhen 130—230 m höher liegen. Es ist doch wahrscheinlicher, daß die Grundmoräne unten an der Lorze jünger ist als jene Wallmoräne hoch oben: denn die Talerosion des Lorzebettes muß doch vorangegangen sein, ehe diese Grundmoräne und darauf die Niederterrassenschotter sich in diese tiefe Talfurche einbetten konnten.

Es beweist dieses Beispiel, wie unsicher die Identifizierung von Moränen oder Schottern bleibt. Daher ordnen auch PENCK und BRÜCKNER (a. a. O., S. 506—514) die glazialen Ablagerungen im Lorze- und Sihltale, sowie an den Ufern des Zürcher Sees anders als A. HEIM und A. AEPPLI, weil PENCK und BRÜCKNER die von A. HEIM durch die rückläufigen Deckenschotter und rückläufigen Seeterrassen bei Wädenswil und Stäfa nachgewiesene Senkung des Zürcher Sees resp. der ganzen Alpen leugnen, und die Seetiefen durch „Gletschererosion“ erklären wollen.

Es ist schon so oft betont worden, daß eine Gletschererosion im Sinne A. PENCKS, eine „Übertiefung“ der Täler durch Einfurchung des Eises eine mechanische Unmöglichkeit ist, und daß die Gletscher im Gegenteil die Talböden mittelst ihrer Grundmoränen aufgefüllt

statt erodiert haben, daß wir endlich diese Hypothese als definitiv abgetan ansehen könnten¹⁾).

Gehen wir vom Zürcher See aus zunächst nach Norden, so finden wir 20 km nördlich von Zürich am Rhein zu beiden Seiten der Töfsmündung zwei Molasseberge, deren Plateaus mit Deckenschotter bedeckt sind: östlich der Irchel, 696 m, westlich der Rheinsberg, 567 m hoch, zwei Berge, deren Kuppen 2,5 km voneinander getrennt liegen.

Die Decke der „löchrigen Nagelfluh“ lagert auf dem Rheinsberge 100—120 m tiefer als auf dem Irchel. Eine tektonische Störung ist nicht vorhanden, da die liegende Molasse sich ohne wesentliche Schichtenstörung von einem Berge in den anderen verfolgen läßt²⁾. Auch wollte A. GUTZWILLER gefunden haben, daß im Deckenschotter des Rheinsberges sich Geschiebe von Dioriten, Albula-Juliergraniten und Tavayannazsandsteine (Graubünden) vorfinden, die auf dem Irchel fehlen. A. GUTZWILLER³⁾ hatte bereits im Jahre 1894 aus dieser Lagerung richtig geschlossen, daß die beiden Decken nicht gleichzeitig abgelagert wurden, sondern nach Ablagerung der Schotter auf dem Irchel eine bedeutende Erosion eingesetzt und die „älteren“ Deckenschotter durchschnitten, sowie auch noch die liegende Molasse eingefurcht habe; erst auf die neuerodierte Talfläche wurden dann die „jüngeren“ Deckenschotter vom Flusse angehäuft.

An anderen Orten der Nordschweiz, vor allem in der Umgebung von Brugg, auf den Molassebergen über dem Zusammenfluß von Aare, Reuß und Limmat, läßt sich dasselbe Lagerungsverhältnis der beiden Deckenschotter nachweisen. F. MÜHLBERG⁴⁾ gibt an, daß der ältere

¹⁾ O. Herbordt hat noch einmal einige Gründe zusammengestellt, welche gegen die Pencksche Gletschererosion des Zürcher Sees sprechen, in: Geologische Aufnahme der Umgegend von Rapperswil—Pfäffikon am Zürcher See, mit geologischer Karte und Profilen. Zürich. 1907. Der erste Geologe, welcher durch die rückläufigen Terrassen nachgewiesen hat, daß der Zürcher See durch Senkung entstanden ist, war der leider zu früh verstorbene Alexander Wettstein: Geologie von Zürich und Umgebung, mit geologischer Karte und Profilen. Zürich. 1885. A. Wettstein hat darin auch widerlegt, S. 78, daß der Zürcher See ein tektonischer Spaltensee wäre, wie A. Rothpletz behauptet hatte.

²⁾ J. Hug a. a. O., 1907, S. 12.

³⁾ A. Gutzwiller a. a. O., 1894, S. 613: der Irchel und seine Umgebung.

⁴⁾ F. Mühlberg, Geologische Karte des unteren Aare-, Reuß- und Limmattales. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Spezialkarte Nr. 31 im Maßstabe 1:25 000, mit Erläuterung. Bern 1905. — Derselbe, Der mutmaßliche Zustand der Schweiz und ihrer Umgebung während der Eiszeit. Freiburg. 1907. Verhandl. schweiz. nat. Ges. I. Band. S. 91—111.

Deckenschotter dort auf dem Siggentalerberg (NO über Turgi) mit seiner Sohle in 550 m über Meer, dagegen der jüngere Deckenschotter auf dem Bruggerberg mit seiner Sohle in 450 m der Molasse auflagern; der letztere liegt also 100, an anderen Punkten der nächstgelegenen Berge 120—130 m tiefer als der ältere Deckenschotter bei Turgi und bei Baden. Die Deckenschotter erreichen in dieser Gegend 50—70 m Mächtigkeit.

Auch bei Basel und im Sundgau wird dieses Lagerungsverhältnis der jüngeren zu den älteren Deckenschottern bestätigt¹⁾. Auf den vom Löß bedeckten Hochflächen zwischen Basel, Altkirch und Delle zieht sich der ältere Deckenschotter, 8—20 m mächtig, bis zur Allaine und zum Doubs hinüber; er erreicht bei Oberhagenthal 520 m — also 270 m über dem Rhein bei Basel —, bei Bettlach 490 m, bei Volkensberg 460 m, bei Knöringen 425 m, bei Berentzweiler 410 m. Die Schotter sind stark zersetzt, die Gerölle klein und flach abgerieben durch den langen Flußtransport; doch kommen einzelne größere (bis 0,3 und 0,45 m) vor. Die Lage der Gerölle im Schotter beweist eine von Ost nach

¹⁾ A. Gutzwiller a. a. O., 1894, S. 577 ff.

Ed. Brückner hielt die älteren Deckenschotter im Sundgau für pliocän; dem Schweizer Jura verlieh er eine „pliocäne Rumpffläche“, über welche er die alpinen Gerölle der Sundgauer Deckenschotter hinüber nach dem Sundgau und zur Burgunder Pforte fließen ließ. Die jetzige Auffaltung der Juraketten sollte nach Ed. Brückner postpliocän sein, also vor dem jüngeren Deckenschotter, mit dem er das Diluvium beginnt; siehe A. Penck und Ed. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, S. 477 ff.

Die älteren Deckenschotter im Sundgau rechne ich nicht zur pliocänen Stufe, sondern ins älteste Diluvium; sie lassen sich vom jüngeren Deckenschotter nicht im Sinne von Ed. Brückner abtrennen. In den pliocänen Sanden mit *Dinotherium* der tieferen Talflächen bei Delemont und anderen Orten im Berner Jura liegen Vogesengerölle, „sables à galets vosgiens et *Dinotherium giganteum*“ aut.; die Wasser flossen also zur unterpliocänen Zeit nicht nach Westen oder Osten, sondern nach Süden, und zwar hier von den Südvogesen nach Süden über den nördlichen Schweizer Jura fort.

Auch kennen wir im Elsaß die oberpliocänen Sande mit ihren Kaolintonen als eine ältere und von den Sundgauer Deckenschottern gänzlich verschiedene Bildung.

Die Faltung des Juragebirges war der Hauptsache nach mit der Alpenfaltung am Ende der miocänen Zeit vollendet. Dagegen nehme ich an, daß das Juragebirge während der älteren diluvialen Zeit relativ weniger hoch über dem Molasselande der Tiefschweiz stand als jetzt, und erst während der jüngeren Diluvialzeit seinen hochaufragenden Südrand gegen die abgesunkene Tiefschweiz erhalten hat. Das war aber keine neue Faltung der Juraschichten, sondern nur eine Erhebung des gesamten Gebirges.

West gerichtete Strömung; das Gefälle der Schotterdecke berechnet A. GUTZWILLER für verschiedene Strecken auf 2,5 ‰, auf 4,5 ‰, auf 7,5 ‰ und auf 15 ‰. „Die große Mehrzahl der Gerölle ist alpinen Ursprungs, eine relativ kleine Zahl kann aus den Vogesen hergeleitet werden“ (A. GUTZWILLER, S. 585). Die fluvioglazialen Ströme überschritten nicht den Berner und Baseler Jura, sondern bewegten sich wie jetzt aus dem Aar- und Thurgau im Rheintale hinunter nach Basel und von hier über den Sundgau und über die Burgunder Pforte nach dem Doubs und der Saône hinüber. Vermutlich war jedoch die Lägernkette im Argau relativ noch nicht so hoch aufgestaut wie jetzt.

Der Irchel, auf dem die älteren Deckenschotter in 620 m der Molasse auflagern, ist von Volkensberg, wo dieselben Schotter in 460 m auf der Molasse lagern, in der Luftlinie 90 km entfernt; das würde ein Gefälle von 1 m auf 500 m Länge ergeben, während der Rhein jetzt auf dieser Strecke vom Irchel bis Basel nur halb so starkes Gefälle besitzt, nämlich 1 m auf 1000 m. Die Gerölle im jetzigen Rheine sind aber auch kleiner als die in den Deckenschottern. Es folgt hieraus, daß die Verhältnisse der relativen Höhen zwischen Irchel und Volkensberg vielleicht die gleichen wie jetzt gewesen sein können; aber die absoluten Höhen werden wohl größer als jetzt gewesen sein, das heißt sowohl die Alpen selbst als ihr Vorland, und in diesem Falle das Molassevorland der Schweiz, werden zur altdiluvialen Zeit höher über dem Meere gelegen haben als jetzt, weil die Gletscher damals bis in die Gegend von Zürich hinabflossen.

Die hohe Lage der älteren Deckenschotter im Sundgau — bis 520 m über dem Meere und 270 m über dem Rheinspiegel bei Basel — und das Hinüberfließen der Schweizer Ströme über die Burgunder Pforte nach Südfrankreich, beide Tatsachen beweisen, daß zur Zeit der älteren Deckenschotter die oberrheinische Tiefebene eine Hochebene war, von tertiären Schichten erfüllt. Die Flüsse der jüngsten Tertiärzeit, die pliocänen Flüsse, strömten vom Mittelrheingebiete nach Süden. Längs den beiden Rändern der Rheinebene sind noch zahlreiche Schollen der tertiären Stufen erhalten, welche vor dem diluvialen Einbruche die Hochebene zwischen Vogesen und Schwarzwald zusammensetzten.

Zunächst nordöstlich von Basel der Tüllinger Berg 460 m, oberoligocäne Cyrenenmergel (untere Süßwassermolasse) und oben drauf 20 m mächtige untermiocäne Süßwasserkalke mit *Helix rugulosa*

(Cerithienkalke des Mainzer Beckens). Weiter nördlich die Hochflächen über dem Isteiner Klotz bis nach Kandern hinüber, dieselben tertiären Schichten in 350—380 m Höhe lagernd. Auf der anderen Seite, am Fuß der Vogesen, bei Sennheim-Sentheim-Sulz dieselben Cyrenenmergel in Höhen von 350—400 m. Wie tief diese tertiären Schollen später — zur jüngeren Diluvialzeit — noch eingesunken sind, wissen wir nicht; jedenfalls haben sie zur Zeit der älteren Deckenschotter in einem höheren Niveau gelegen als diese Schotter bei Oberhagenthal und Bettlach, westlich Basel, in 520 m.

Die Art der Auflagerung der Tertiärstufen auf dem Weißen Jura können wir sowohl am Isteiner Klotz wie bei Belfort erkennen; ich gehe hier nicht näher auf diese Lagerung ein, bemerke nur, daß diese Lagerung in der Rheinebene vor der Diluvialzeit die gleiche gewesen sein wird wie jetzt auf dem Tafeljura zwischen Basel und Brugg, oder zwischen Kaiserstuhl und Schaffhausen, oder auf dem Hegau bei Engen.

In der Zeit zwischen dem älteren und jüngeren Deckenschotter geschah der erste diluviale Einbruch der oberrheinischen Tiefebene: infolge dieses Einbruches strömte der Rhein und seine Nebenflüsse zum ersten Male von Basel aus nach Norden in der Richtung seines jetzigen Laufes bis Mainz, und weiter nördlich über das niederrheinische Schiefergebirge.

Durch das Tieferlegen der Ausmündung des Rheines in die abgesunkene Rheinebene trat sofort eine starke Erosion ein: sowohl die älteren Deckenschotter wie die unterlagernde Molasse wurden von den Flüssen erodiert, und zwar verlief diese Ausfurchung talaufwärts, d. h. der Rhein stürzte gleich nach der Absenkung der Ebene zunächst als Wasserfall über den Rand der bei Basel stehenden Molasse- und Juratafeln, und fraß sich dann durch das gewonnene starke Gefälle rasch talaufwärts ein.

Nachdem ein Ausgleich des Gefälles erreicht war, lagerte der Rhein auf seinen neuen Erosionsflächen die jüngeren Deckenschotter ab. Der Höhenunterschied zwischen den älteren und jüngeren Deckenschottern westlich von Basel bei Buschweiler und Wenzweiler beträgt 50—60 m. Dieser Betrag wächst aber, je weiter talaufwärts wir hinaufgehen: im Aargau wächst er auf 100—120 m. Da diese Unterschiede zwischen Basel und Brugg auch für die jüngeren fluvioglazialen Schotter gelten, so muß hieraus geschlossen werden, daß der Aargauer Jura, und

speziell die Lägernkette, relativ höher aufgestaut wurde, gleichzeitig mit dem Absinken der Rheinebene unterhalb Basel.

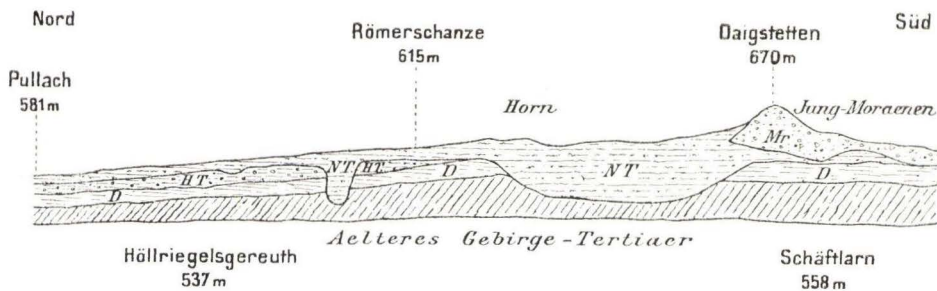
Die Nebenflüsse des Rheines folgten mit ihren Erosionen dem stärkeren Gefälle des Rheines nach und schnitten ebenfalls von unten nach oben, d. h. talaufwärts den Untergrund ein.

Ihr oberes Ende erreichten diese Erosionen in der Gegend von Zürich: daher gibt es dort nur einen, aber nicht zwei Deckenschotter. Der Rhein selbst erreichte diese Ausgleichung am Bodensee; nördlich vom Bodensee gibt es nur einen Deckenschotter. Z. B. auf dem Höchsten bei Schloß Heiligenberg lagert über der oberen Süßwassermolasse hart verkittete „löchrige Nagelfluh“ mit großen erratischen Blöcken, wechsellagernd mit echter Moräne; diese beiden Ablagerungen, die dort oben in 835 m über Meer (also 436 m über dem Spiegel des Bodensees) 25—30 m mächtig werden, entsprechen ihrer Beschaffenheit und Lage nach den Deckenschottern auf dem Uetliberge bei Zürich: sie liegen beide etwa 40 km nördlich vom Alpenrande, soweit stießen also die Gletscher der Deckenschotter vor; dort endigten sie. Dabei zeigen beide Berge fast gleiche Höhen, der Albiskamm etwas höher: 870—890 m. Ebenso wie wir für den Uetliberg annahmen, daß der Alpenrand zur Zeit dieser ältesten Moränenabsätze wenigstens 400 m höher stehen mußte, so müssen wir auch hier für den Höchsten eine Alpenüberhöhung fordern, weil die Gletscher doch ein Gefälle besitzen mußten, um bis in diese Gegend nördlich vom Bodensee zu gelangen.

Erst wenn wir uns in Oberschwaben der Donau nähern, treffen wir wieder eine Erosionstrennung zwischen dem älteren und jüngeren Deckenschotter bei Laupheim und Günzburg, während auf der ganzen oberbayerischen Hochebene nur ein Deckenschotter vorhanden ist, wie z. B. das nebenstehende PENCKsche Profil Nr. 3 der Münchener Platte zeigt.

Man hat bisher nicht erklären können, weshalb die „jüngeren“ Deckenschotter nur in beschränkten Gebieten sich von einem in höherem Niveau liegenden „älteren“ Deckenschotter abscheiden, auf den größten Flächen im Vorlande der Alpen aber eine solche Trennung fehlt und nur ein einziger Deckenschotter vorhanden ist. Wenn eine sogenannte interglaziale Zeit zwischen dem älteren und jüngeren Deckenschotter existiert hätte, d. h. nach der bisherigen Annahme, wenn sich die Gletscher in dieser Zwischenzeit, bewogen durch ein wärmeres Klima,

wieder auf die Hochalpen zurückgezogen hätten, so müßten die Spuren dieser ersten sogenannten Interglazialzeit sich doch überall längs der ganzen Alpenränder hin verfolgen lassen. Das ist aber keineswegs der Fall. A. PENCK spricht sich nicht darüber aus, führt auch gar keine interglazialen Ablagerungen aus der Zeit zwischen seinen Günz- und Mindel-eiszeiten an; trotzdem verallgemeinert er die Trennung zwischen jüngeren und älteren Deckenschottern, welche nur in einigen Gegenden existiert, über die ganzen Alpenländer, und vermehrt auf diese Weise die früher von ihm angenommenen drei Eiszeiten um eine vierte Eiszeit.



Profil 3. Maßstab 1:100 000.

Isartal-Längsprofil oberhalb München zwischen Schäfflarn und Pullach,
nach A. Penck. Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd. S. 63.

- D = Münchener Deckenschotter.
- HT = Hochterrassenschotter.
- Mr = Jungmoränen.
- NT = Niederterrassenschotter.

Nach meiner Annahme lassen sich „jüngere“ Deckenschotter nur deshalb in einigen örtlich beschränkten Gebieten von „älteren“ Deckenschottern abtrennen, weil einerseits durch den Einbruch der Juratafeln in der oberrheinischen Tiefebene, andererseits durch relative Einsenkungen an der unteren Donau gewisse Erosionseinschnitte während der Ablagerungszeit der Deckenschotter entstanden sind.

Für einen Rückzug der Alpengletscher in der Zeit zwischen den älteren und den jüngeren Deckenschottern liegt nicht der mindeste Beweis vor.

Die irrige Annahme erklärt sich nur dadurch, daß bisher immer angenommen wurde, Erosionseinschnitte könnten nur so entstehen, daß

die Flüsse talabwärts erodiert hätten, also einen langen, gletscherfreien Lauf von oben her aus den Alpen gehabt haben müßten.

Dagegen nehme ich an, daß dieselben Flüsse, welche die älteren Deckenschotter absetzten, auch die jüngeren Deckenschotter abgesetzt haben, jedoch von unten her, also talaufwärts erodierten, weil zwischen beiden Absätzen der erste diluviale Einbruch der oberrheinischen Tiefebene unterhalb Basel, und entsprechend der erste diluviale Einbruch der unteren Donauebene geschehen ist.

Ich leugne die klimatischen und setze an deren Stelle tektonische Ursachen, um die Erosionseinschnitte zwischen zwei sogenannten Eiszeiten der Alpen zu erklären.

Wir können diese Auffassung am leichtesten an den hier folgenden schematischen Profilen Nr. 4, S. 20, und 5, S. 21, klar machen, welche durch die Grenzgebiete der hochliegenden Terrassen bei Basel nach Norden in die Niederungen der oberrheinischen Tiefebene hindurchgelegt sind, und so die weniger tief mit den tiefer abgesunkenen diluvialen Ablagerungen auf einem Bilde zeigen.

Im Profile Nr. 4 habe ich dargestellt, in welcher Weise die Deckenschotter in der Oberrheinischen Tiefebene nördlich von Basel durch diluviale Verwerfungen in größere Tiefen abgesunken sind, während auf dem Gebirge noch die Moränen der Haupteiszeit lagerten, aus denen die Hochterrassenschotter fluvioglazial ausgeschwemmt wurden.

Auf Profil Nr. 5 sehen wir die vier verschiedenen Schotterterrassen auf dem Gebirge südlich von Basel durch die Erosionen des Rheines und seiner Zuflüsse in verschiedenen Höhen liegen: die älteren Deckenschotter im höchsten, die Niederterrassenschotter im tiefsten Niveau. Die Lößdecke überzieht nur die drei älteren Terrassen, weil der Löß in der Steppenzeit nach der Haupteiszeit entstanden ist; auf den Niederterrassenschottern lagert niemals primärer Löß, weil die Lößsteppen älter sind als die Zeit, in welcher die Niederterrassenschotter von den Flüssen abgesetzt wurden.

Auf der rechten Seite des Profiles Nr. 5 dagegen sehen wir dieselben vier Schotter (D I, D II, H T, N T) direkt übereinander lagern; denn durch die Absenkung des Untergrundes der Oberrheinischen Tiefebene wurden hier die Schotter und Sande vom Rhein und seinen Nebenflüssen eingeschwemmt, ohne daß Erosionen stattfinden konnten; daher müssen die vier Schotter in den Tiefen der Rheinebene ohne

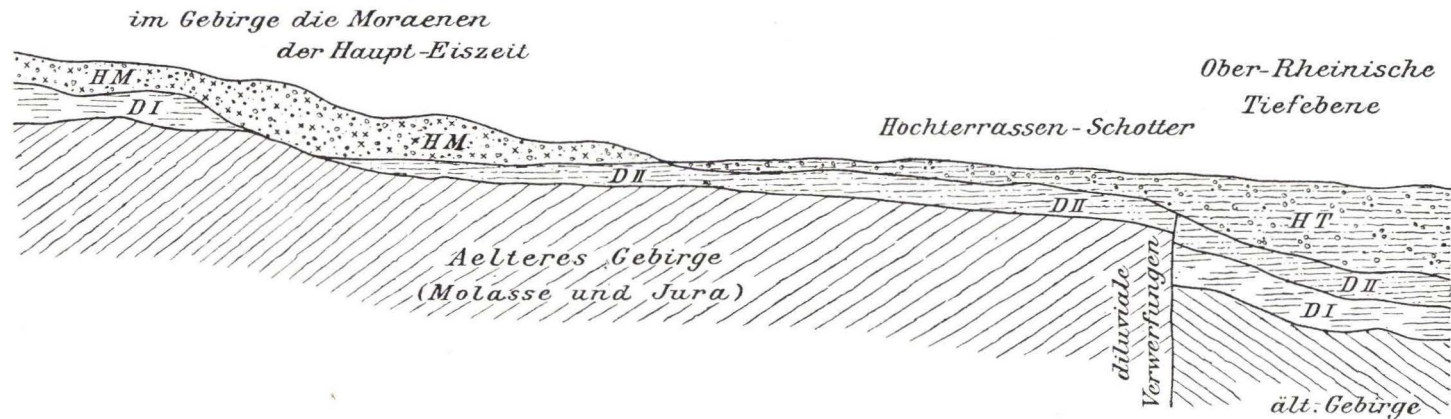
scharfe Grenzen übereinander abgesetzt sein; ich habe die Grenzen nur theoretisch eingezeichnet, der Deutlichkeit halber.

Aus diesen beiden Profilen Nr. 4 und 5 ist zu ersehen, wie ich mir die Entstehung der Niveaudifferenzen, z. B. im Aargauer Jura für die verschiedenen Schotter, denke: als die älteren Deckenschotter abgesetzt waren, sank die Ausmündung der glazialen Flüsse; die Folge solcher tektonischen Absenkung der Oberrheinischen Tiefebene war, daß die Flüsse talaufwärts ihre Betten erodierten und daher ihre eigenen Schotter (D I) durchschnitten bis in den Molasse- oder Jurauntergrund. Nachdem die unteren Flußtäler in bezug auf die Rheinebene ausnivelliert waren, wurden in diesen Tälern die jüngeren Deckenschotter abgelagert. Danach geschah ein zweiter Einbruch der Oberrheinischen Tiefebene, welcher die Wiederholung der Erosionen und der darauffolgenden Aufschüttungen (H T) bewirkte. Endlich brach die Rheinebene von neuem ein; es furchten die Flüsse ihre eigenen Hochterrassenschotter durch, und lagerten in der Folge auf den neuen, vertieften und ausnivellierten Talböden die Niederterrassenschotter ab.

Als Grundursache der Erosionen und Akkumulationen sehe ich demnach die sich im Verlaufe der Diluvialzeit öfters wiederholenden Absenkungen und Einbrüche der Oberrheinischen Tiefebene an. Dabei muß ich aber ergänzend bemerken, daß andererseits nach meiner Ansicht die Alpen, das Molasseland und das Juragebirge ihre absoluten Höhen ebenfalls während der Diluvialzeit verändert haben: ein Aufsteigen der Alpen oder des Jura bewirkte ein stärkeres Gefälle und tiefere Erosionen der Flüsse; ein Absinken der Gebirge oder der Tiefschweiz hatte Akkumulationen zur Folge: auch ist das Molasseland nicht gleichmäßig mit den Alpen abgesunken, wie wir aus den rückläufigen Seeterrassen und am Ertrinken der Täler am Alpenrande erkennen können. Die tektonischen Bewegungen der Alpen, der Tiefschweiz und des Juragebirges (z. B. der Lägernekette gegenüber dem Molassegebiete) haben also während der Diluvialzeit sowohl absolute als relative Niveaudifferenzen geschaffen; hinzu kommt schließlich die tiefe Absenkung der Oberrheinischen Tiefebene. Allen diesen verschiedenen tektonischen Bewegungen mußten sowohl die Gletscher wie ihre Schmelzwasserflüsse folgen: daher die großen Höhenunterschiede der Moränen und der fluvioglazialen Schotter in den Vorländern der Alpen.

Süd

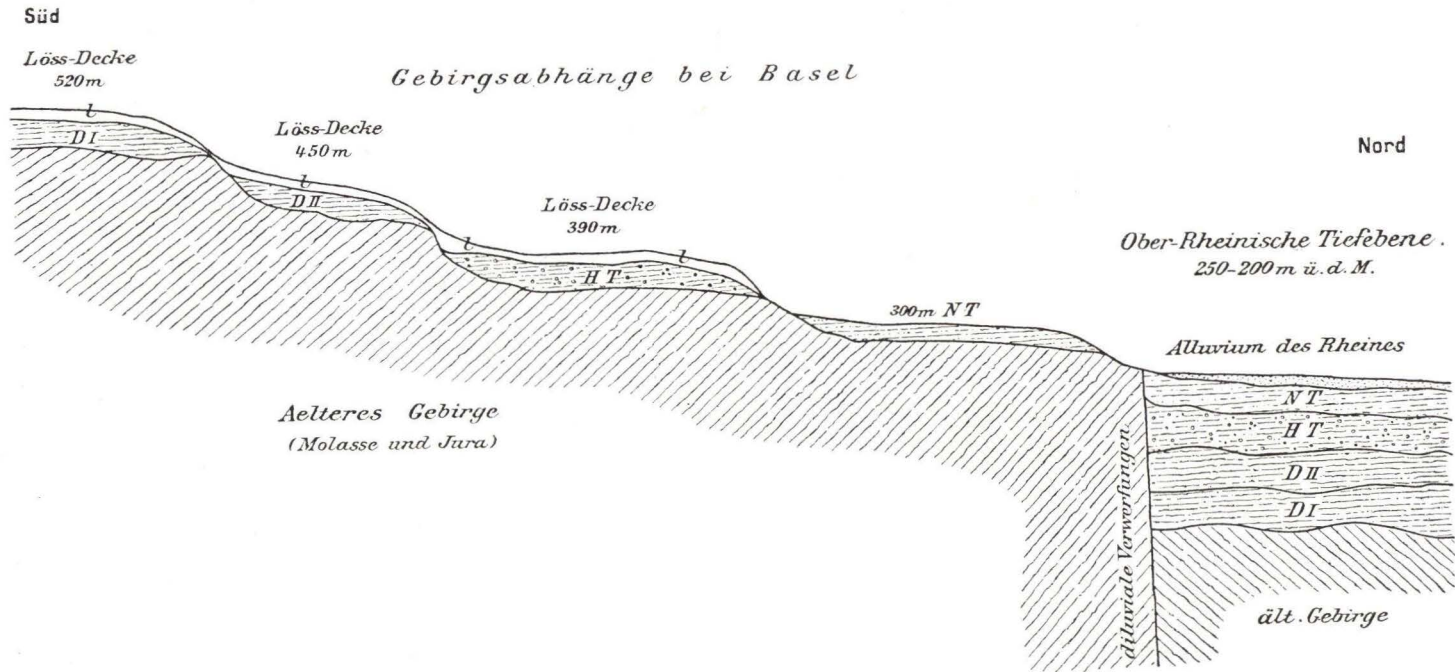
Nord



Profil 4. Gezeichnet von R. Lepsius. 1910.

Die Lagerung der Deckenschotter, Hauptmoränen und Hochterrassenschotter am Nordabhang des Baseler Jura gegen die Rheinebene während der Haupteiszeit.

- D I = ältere Deckenschotter.
- D II = jüngere Deckenschotter.
- HM = Hauptmoränen.
- HT = Hochterrassenschotter.



Profil 5. Gezeichnet von R. Lepsius. 1910.
Die Lagerung der Diluvialterrassen bei Basel.

- D I = ältere Deckenschotter.
- D II = jüngere Deckenschotter.
- HT = Hochterrassenschotter.
- l = Lößdecke.
- NT = Niederterrassenschotter.

2. Die größte Ausbreitung der Gletscher im Schweizer Vorlande.

Auf der Karte von ALPHONSE FAVRE sehen wir den Rhonegletscher das ganze weite Gebiet des Molasselandes zwischen Alpennordrand und Jurasüdrand erfüllen, vom Genfer See bis zur Aare und zum Rhein hinunter — die hügelige Tiefschweiz mit ihren Seen, ein Gebiet von etwa 10 000 qkm Fläche; A. BALTZER¹⁾ hat später die Überflutung des Rhonegletschers auf einer kleineren Karte dargestellt, auf welcher er die größere Ausdehnung des Gletschers zur Haupteiszeit von der geringeren zur letzten Eiszeit abtrennte.

In diesem großen Gebiete der Tiefschweiz zwischen Genfer See und Aarau lagert überall Grundmoräne mit kleinen und großen Blöcken, die der gewaltige Gletscher aus seiner Walliser Heimat herabgetragen hatte. Trotz der Größe des Gletschers ist die Mächtigkeit der Blocklehme gering, kaum 12—15 m; in den vielen Bach- und Flußeinschnitten zwischen Genfer und Neuenburger See tritt alsbald unter der Moräne die liegende Molasse zutage. Diese geringe Mächtigkeit der Grundmoränen im Schweizer Tieflande kann nicht allein der späteren Denudation zugeschrieben werden. Vielmehr scheint daraus hervorzugehen, daß die große Eisüberflutung keine lange Dauer gehabt hat.

Wenn trotzdem die Schweizer Geologen eine zweimalige Überflutung der Tiefschweiz annehmen und zwischen der Haupteiszeit und der letzten Eiszeit eine angeblich sehr lange dauernde Interglazialzeit konstruieren, so sind bisher für diese Annahme aus diesem außerordentlich großen Landgebiete des ehemaligen Rhonegletschers keinerlei Beweise angeführt worden. Da hier so ungemein zahlreiche Aufschlüsse durch die vielen Talerosionen geschaffen sind, so müßte man doch gerade hier die schönsten interglazialen Profile vorfinden. Davon ist nicht die Rede.

Sogar für den von ihm so genau studierten Aargletscher vermag A. BALTZER nur bei Bern ein Schotterbett zwischen zwei Moränen an-

¹⁾ A. Baltzer, Der diluviale Aargletscher, mit Berücksichtigung des Rhonegletschers; in 30. Lief. der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Taf. XVII. Bern. 1896. — Dieselbe Karte abgedruckt von A. Baltzer in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 48. Bd., Taf. XVI. Berlin. 1896.

zuföhren: „Diese Profile sind aber leider nicht im strengen Sinne des Wortes interglaziale, d. h. es fehlen bis jetzt die durch den Charakter der Flora oder Fauna ein mildes Klima erweisenden Zwischenschichten“; obwohl A. BALTZER sonst gar nichts „Interglaziales“ aus dem großen Gebiete anführen kann, sagt er dennoch: „Es ist nach dem gegenwärtigen Stand der Glazialgeologie selbstverständlich, daß auch der Aargletscher mindestens eine Interglazialzeit gehabt haben muß¹⁾.“

A. BALTZER nimmt entsprechend der bisherigen Theorie an, daß der Rhonegletscher, welcher während der Haupteiszeit die bekannte sehr große Ausdehnung vom Wallis über das Molassehügelland und über Aarau bis zum Rheine hinunter gewonnen hatte, nach dieser „Haupteiszeit“ vollständig in die Walliser Hochalpen sich zurückgezogen habe, und nach einer länger dauernden Interglazialzeit, welche als Folge „überwiegender Trockenperioden bei etwelcher Temperaturerhöhung“ gedacht wird, aus seinen „Stammtälern“ wieder in die Tiefschweiz vorgestoßen sei. A. BALTZER gibt selbst zu, daß die „Rückzugsmoränen“, welche den großen Rückzug des Rhone- und Aargletschers doch hätten begleiten müssen, nicht vorhanden seien. Es fehlen auch alle Spuren von interglazialen Ablagerungen: beim Abschmelzen eines so gewaltigen Gletschers, wie es der Rhonegletscher war, müßten doch ausgedehnte fluvioglaziale Sande und Schotter zum Absatze gelangt sein; man müßte sie in der Tiefschweiz zwischen Genfer See und Aarau vorfinden; es existieren aber keine solchen interglazialen Ablagerungen²⁾.

¹⁾ A. a. O., 1896, S. 115 und 116.

²⁾ V. Gilliéron, Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne etc., in Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. 18. Lief. Berne. 1885. S. 274: „Les dépôts stratifiés (im Gegensatz gegen die Moränen) ne sont que des accidents dans le quaternaire informe; ils ne sont pas tous du même âge et ne peuvent servir à diviser la période glaciaire“. — Das Hügelland des Waadt zwischen Genfer und Neuenburger See ist weithin bedeckt mit Grundmoränen; nur bei Begnins, nördlich Nyon am Genfer See gelegen, sind in einer Schlucht unter einer Moräne geschichtete Sande, Schotter und Mergel von 25—30 m Mächtigkeit aufgeschlossen, die alluvions anciennes von Alphonse Favre und der älteren Autoren; vergl. B. Aeberhardt, Etude critique sur la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens; mit geologischer Karte der Umgegend von Gingins; in *Eclogae geologicae Helvetiae*. Bd. VII, S. 103—119. Lausanne. 1901—1902. — Die Schotter und Sande von Begnins könnten ein Äquivalent der Deckenschotter, also ältestes Diluvium sein; aber ihr Liegendes ist nicht aufgeschlossen — vermutlich Molasse.

Um solche aufzufinden, mußte A. Baltzer über die Alpen steigen, und auch hier in den Südalpen fand er nur einen Punkt, an dem er glaubte ein interglaziales Profil wirklich nachweisen zu können, nämlich bei Lovere am Iseo See — ein Profil, das ich unten in dem Abschnitte über die sogenannten interglazialen Ablagerungen in den Alpen besprechen werde.

Nicht einmal Löß ist in dem ganzen weiten Gebiete des alten Rhonegletschers zwischen Alpen und Jura irgendwo nachzuweisen. Und doch wäre die beste Gelegenheit geboten gewesen, daß aus den „Sandar“ des sich zurückziehenden alten Rhonegletschers während der angeblichen interglazialen Trockenzeit bis zum zweiten Vorstoße des Gletschers Löß ausgeblasen worden sei. Aber da keine interglazialen Schotter und Sande in dem großen Gebiete des Rhonegletschers existieren, so fehlt auch naturgemäß der Löß, welcher nach der bisherigen Theorie zwischen der älteren und jüngeren Grundmoräne des Rhone- und Aargletschers eingeschaltet sein mußte.

Nach meiner Auffassung hat sich der Rhonegletscher nach seiner größten Überflutung in der Tiefschweiz zwischen Genfer See und Rhein mit seinem Nordende zunächst nur bis Wangen und Solothurn zurückgezogen. Diesen seinen Rückzug an der unteren Aare herauf von Koblenz am Rhein über Aarau und Olten bis zur Emme bezeichnen die Hochterrassenschotter, welche von den Schmelzwassern des zurückgehenden Gletschers überall in diesem Gebiete über der Molasse oder über den Grundmoränen und auch stellenweise über den Deckenschottern (zum Teil zwischen diesen in den neuen Erosionsbetten) zum Absatze kamen; hier zwischen Koblenz und Aarau sind die Hochterrassenschotter reichlich vorhanden — weiter südlich dagegen, zwischen Solothurn—Bern einerseits und Genfer See andererseits, fehlen sie —, weil sie dort nicht entstehen konnten; denn der Rhonegletscher zog sich nur bis zur Emme zurück, aber nicht bis in das Wallis oder bis auf die Hochalpen, wie bisher angenommen wurde.

Die Wallmoränen, welche sich von Solothurn nach Norden bis Wangen und im Halbkreise wieder zurück nach Süden bis gegen Burgdorf ziehen, diese „Jungmoränen“ sind nach meiner Auffassung nicht von dem zum zweiten Male vorstoßenden Rhonegletscher abgesetzt worden, sondern von dem sich zurückziehenden Rhonegletscher in einem Stadium des Stillstandes, welches dem gleichzeitigen Still-

standsstadium der nordischen Gletscher auf dem baltisch-uralischen Höhenzuge im norddeutschen Tieflande entspricht¹⁾).

Ich betrachte die jungen Wallmoränen der letzten Eiszeit, z. B. bei Seon, Othmarsingen, Mellingen, Killwangen und Würenlos, Bülach, Schaffhausen und anderwärts, als eine Etappe der sich immer weiter zurückziehenden Gletscher. Der Rückzug des Eises vollzog sich von den Grenzen der stärksten Überflutung bis zu den Moränenzügen bei den genannten Orten schneller als von diesen nördlichen Jungmoränenwällen weiter aufwärts in den Flußtälern der Nordschweiz; daher begegnen wir z. B. im Limmattale von den Wallmoränen bei Würenlos an aufwärts solchen quer durch das Tal laufenden Wällen bei Engstringen—Schlieren und in Zürich; hier in der Stadt Zürich als Abschluß des ertrunkenen Seetales. Oder im Glattale aufwärts bis zu den Stirnmo­ränen bei Dübendorf als Abschluß des Greifensees.

Gewöhnlich stehen drei solcher Jungmoränenwälle über Strecken von ca. 15 km Länge verteilt, Strecken, deren Talseiten von gut erhaltenen Seitenmoränen begleitet werden. Noch weiter aufwärts stehen z. B. im Zürcher See die Wälle bei Wädenschwyl und Rapperschwyl. Endlich lassen sich im Innern der Alpentäler selbst stets noch einige alte Stirnmo­ränen erkennen; so findet sich in der Regel noch mindestens je ein deutlicher Wall ca. 10—20 km talabwärts von den jetzigen Gletscherstirnen entfernt — alles Etappen der zurückgehenden, aber nicht von neu vorstößenden Gletschern.

Diese verschiedenen Wallmoränen des allmählichen Rückzuges der Gletscher in der letzten Diluvialzeit lassen sich an Höhe und Ausdehnung nicht vergleichen mit den großen Amphitheatern und Moränenlandschaften, wie sie bei Wangen—Solothurn an der Aare, bei Staffelbach, Zezwil, Seon, Mellingen für den Reußgletscher, bei Killwangen, Bülach und Schaffhausen für den Limmat- und Rheingletscher liegen²⁾. Deshalb habe ich diese erste und längste Etappe im Rückzug der Gletscher mit der baltisch-uralischen Rückzugslinie der nord-europäischen Gletscher gleichgestellt.

Diese Rückzugslinie der Eisüberflutung von Wangen bis Schaffhausen liegt jetzt in 400—500 m über dem Meere.

¹⁾ Siehe meine Geologie von Deutschland. Bd. II, die letzten Kapitel.

²⁾ Vergl. die Karte II in L. du Pasquier a. a. O. Bern. 1897.

Dagegen reichte der Rhonegletscher in der Haupteiszeit über den Baseler Jura fort, das Ergolztal hinab, wo bei Gelterkinden 405 m bis nach Liestal 315 m hinunter Reste von alten Grundmoränen und erratische Blöcke aus den Walliser und Freiburger Alpen liegen¹⁾; oder oberhalb Rheinfeldern, wo auf dem Möliner Feld in 360—380 m Meereshöhe (Rheinspiegel dort 277 m) Altmoränen mit Hochterrassenschotter von Löß bedeckt lagern; oder bei Koblenz am Einfluß der Aare in den Rhein, wo auf der Hochfläche nördlich Klingnau ca. 80 m über der Aare (318 m) Altmoränen, verbunden mit Hochterrassenschottern, liegen.

Der Rückzug der Schweizer Gletscher vom Rande ihrer stärksten Ausdehnung bis zu dem Rückzugsstadium der Amphitheater Wangen—Mellingen—Schaffhausen vollzog sich in dem Eiszeitabschnitte, welchen ich für Nordeuropa als die „atlantische“ Zeit bezeichnet habe. Die Ursache dieses Rückzuges sehe ich in dem ersten Absinken des nordatlantischen Kontinents, dem Europa soweit folgte, daß durch die absolut tiefere Lage die großen Gletscher der europäischen Gebirge sich auf ihre ersten Etappen zurückzogen. So erkenne ich denn auch die Ursache des Rückzuges der Eismassen der „Haupteiszeit“ auf den Umfang der letzten Eiszeit in den Alpen durch das Absinken der Alpen in ein gegen den Ozean absolut tieferes Niveau bedingt.

A. PENCK und ED. BRÜCKNER rücken die Schneegrenze der Alpen für ihre Erklärung der alpinen Eiszeiten herab. Die Schneegrenze in der Schweiz liegt jetzt²⁾ am Säntis in 2400—2450 m, in der Gruppe des Monte Rosa in 3260 m, im nördlichen Zuge der Schweizer Alpen zwischen 2950 und 2600 m, im südlichen Zuge zwischen 2700 und 3200 m. Dagegen nimmt ED. BRÜCKNER (a. a. O. S. 588) für die Schweizer Alpen die Höhe der Schneegrenze zur Haupteiszeit um 1250 m und zur letzten Eiszeit um 1150 m tiefer als die heutigen Höhengrenzen an. Diese Annahmen sind, wie wir sehen werden³⁾, nicht zu halten; denn die Schneegrenze hängt ab von der Menge der Niederschläge und der Höhe der Temperatur; ED. BRÜCKNER berechnet diese beiden Faktoren

¹⁾ A. Buxtorf. Geologie der Umgegend von Gelterkinden im Baseler Tafeljura; mit geolog. Karte und Profilen. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. 41. Liefg. Bern. 1901.

²⁾ J. Jegerlehner. Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. S. 538; in Gerlands Beiträgen zur Geophysik. V. Bd., S. 486—568. Leipzig. 1903.

³⁾ Vergl. unten das Kapitel über die Schneegrenzen.

für seine Eiszeiten nach einem arithmetischen Verhältnis zu den Niederschlägen und Temperaturen, wie sie jetzt in den Alpen bestehen.

Sobald wir aber eine allgemeine Erhöhung des europäischen Kontinents und eine größere Entfernung des Atlantischen Ozeans zur älteren Diluvialzeit annehmen, so verändern sich diese beiden maßgebenden Faktoren für die Schneegrenze in den Alpen wesentlich gegenüber der jetzigen Schneegrenze, weil die Niederschläge mit der Entfernung vom Ozean geringer werden und die Temperaturen mit der Überhöhung des Gebirges rasch fallen. Hinzu kommt, daß für die Intensität der Gletscherbedeckung einer Gebirgsgruppe nicht die absolute Höhe des Gebietes, sondern die Größe des über der Schneegrenze liegenden Flächenraumes maßgebend ist (Jegerlehner S. 541), und daß die Mengen der Niederschläge weniger maßgebend sind als die niedrigen Temperaturen; wenn die Alpen zur Eiszeit höher auf dem europäischen Kontinente lagen als jetzt, so befanden sich sehr viel größere Flächen des Gebirges über der damaligen Schneegrenze und waren die Temperaturen über dieselben großen Gebirgsflächen sehr viel niedriger als heutzutage. Solche Ursachen haben die große Ausdehnung der alpinen Gletscher zur Haupteiszeit nach meiner Auffassung bewirkt. Aber eine genauere Berechnung der Schneegrenzen ist nicht möglich, weil wir nicht wissen, wie hoch die Alpen während der eine lange Zeit andauernden Eiszeit über dem Ozean standen; auch nicht erforderlich, weil wir ohnedies wissen, wie groß die Ausdehnung der Gletscher zur alpinen Eiszeit gewesen ist.

3. Das Verhältnis des Rhonegletschers zum Schweizer Juragebirge.

Für die Erkenntnis der diluvialen Dislokationen in der Tiefschweiz ist es von Wichtigkeit, die Maximalhöhen der Eisbedeckung in den Alpen und im Jura zu vergleichen.

A. BALTZER setzt die obere Grenze der erratischen Blöcke im unteren Rhonetal von Martigny bis zum Genfer See auf rund ca. 1460 m Meereshöhe an¹⁾. In der Strecke, in welcher der Rhonegletscher nach Norden herumbog, also vom Nordwestrande der Waadtländer und

¹⁾ Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 1896, S. 656.

Freiburger Alpen, erreichen die Walliser erratischen Blöcke Höhen von 1380 m zwischen Mont Corbettes (1408 m) und Dent de Lys (2015 m) über Chatel St. Denis, 1350 m auf les Alpettes (1415 m) über der Vallée de la Trême, 1250 m am Dent de Broc (1829 m) über Bulle und 1180 m weiter nördlich am Mont Berra (1724 m) über Corbières an der Saane¹⁾.

Diesem Alpenrande gegenüber hatte der Rhonegletscher zur Haupteiszeit durch mehrere Pässe das Juragebirge überschritten, und zwar gerade in ihrer höchsten Kette, welche sich über dem Genfer und Neuenburger See erhebt: la Dôle 1678 m, Mont Tendre 1680 m, Mont Chasseron 1611 m, Mont d'Amin 1411 m, Chasseral 1610 m.

Diese höchste, am Südostrande des Juragebirges stehende, steil gegen die Seen abfallende Bergkette liegt von dem genannten Alpenrande bei Chatel St. Denis—Bulle ca. 40 km in der Luftlinie entfernt.

Auf diesem Jurarande findet man die erratischen Blöcke aus dem Wallis in Höhen von 1300—1400 m über dem Meere: also ungefähr in denselben Höhen wie drüben auf dem Alpenrande in 40 km Entfernung. Dabei liegt der Neuenburger See in 432 m über dem Meere, nur 7,5 km (Luftlinie) unter dem Mont Chasseron (1611 m), auf dessen Flanken in 1352 m die Blöcke des Rhonegletschers lagern, also 920 m über dem Spiegel und 1074 m über der größten Tiefe des Sees.

Es ist ganz unwahrscheinlich, daß der Rhonegletscher, aus dem Wallis am oberen Genfer See herausfließend in ein flaches Hügelland, in welchem er sich weit und flach ausbreiten konnte, nach einem Wege von 40 km an der südöstlichen Jurawand ebenso hoch hätte aufsteigen sollen wie drüben am Alpenrande über Chatel St. Denis und Bulle.

Das Rhonetal oberhalb Martigny füllte der Gletscher bis 2000 m, unterhalb Martigny bis zum Genfer See 1460 m hoch über dem Talwege aus; das Eis müßte, wenn man die jetzigen Niveauverhältnisse als festliegend ansieht, hier durch das untere Wallis mit viel stärkerem Gefälle und in viel rascherem Flusse geströmt sein, wenn derselbe Gletscher weiter unten das ganze Schweizer Tiefland mit allen seinen Seen überdecken und noch weit nach Süden bis Lyon

¹⁾ V. Gilliéron. Description géologique des Territoires de Vaud, Fribourg et Berne etc. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. 18. livr. p. 225 ff Berne. 1885.

und weit nach Norden bis Liestal und Rheinfelden fließen konnte. Wenn er solcherweise das ungeheuere Gebiet von 29 000 qkm¹⁾ mit seinem Eise überzog, so scheint es mir aus den einfachsten mechanischen Gründen gar nicht möglich zu sein, daß der Rhonegletscher sich vor der Jurawand, wie sie heute über den Genfer und Neuenburger Seen vor unseren Augen steht, um volle 1000 m hätte aufstauen können. Ein Gletscher staut sich doch nur da an der Bergwand in die Höhe, wo er keine Möglichkeit hat auszuweichen; aber hier wich er tatsächlich aus, und zwar über flaches Land fort nach beiden Seiten, nach Süden durch die Lücke zwischen Jura und Alpen bis nach Lyon (161 m) und nach Norden bis gegen Rheinfelden (263 m) hinunter. Wenn wir die Masse des Eises, welches im unteren Wallis eingezwängt zwischen den weit den alten Rhonegletscher überragenden Berggipfeln des Dent de Morcles (2938 m) und des Dent du Midi (3261 m) bei Vevey in das Schweizer Mittelland eintrat, ausbreiten nur über das flachwellige Molassegebiet vom Genfer See bis zum Aargau, so werden wir trotz der Zuflüsse des Aargletschers bei Bern und der kleineren Seitengletscher aus den Freiburger Alpen doch niemals eine Eismasse erhalten, welche über Flächen von 6000 qkm eine Dicke von 1000 m haben könnte.

Bei den heutigen Gletschern beobachten wir überall, daß nur in engen Tälern durch die Einschnürung des Querprofils das Gletschereis sich zu einer größeren Mächtigkeit anstaut; dagegen in Talbreiten, wo sie sich ausbreiten können, verflachen die Gletscher. Da das Eis plastisch ist, hängt die Mächtigkeit des Gletschers ab von seiner Masse und von der Größe des Querprofils in den Tälern, durch welche er fließt. Wenn sich ein Gletscher über so große Landflächen ausbreiten kann wie der Rhonegletscher, der über das weite Molassehügelland von Genf bis Aarau und vom Alpen- bis zum Jurarande überfloß, so kann seine Mächtigkeit nicht bedeutend gewesen sein, jedenfalls nicht so groß, um die 1200 m hohen Pässe des Jura zu überschreiten — dazu müßte er über den Neuenburger See mehr als 1000 m Mächtigkeit gehabt haben, was ganz ausgeschlossen ist²⁾.

¹⁾ A. Baltzer a. a. O., Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 1896, S. 654.

²⁾ Über die Mächtigkeit der jetzigen Alpengletscher wissen wir naturgemäß sehr wenig. Albert Heim, Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885, S. 79, nimmt an, „daß die großen Gletscher erster Ordnung sehr oft zwischen 200 und 400 m

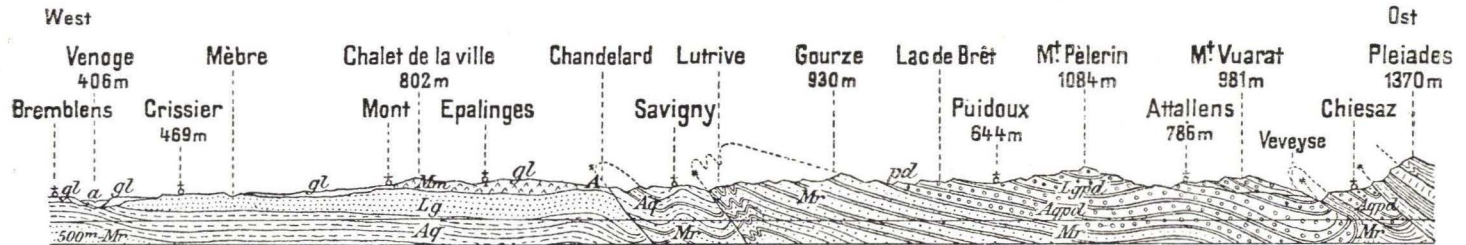
Ich nehme daher an, daß zur Zeit der größten Ausdehnung der Gletscher sowohl die Alpen selbst als das Schweizer Molasseländ absolut höher standen und sich außerdem relativ höher erhoben als das Juragebirge und speziell seine südöstliche Hauptkette; ich nehme an, daß der Schweizer Jura erst beim Absinken der Alpen während der jüngeren Diluvialzeit über der gleichzeitig absinkenden Tiefschweiz allmählich bis zur jetzigen Höhe aufgestaut wurde.

Mitten durch das Molassetiefeland, und zwar der Länge nach vom Genfer See nach Nordosten, bis jetzt etwa 50 km weit verfolgt, verläuft eine Antiklinale 10—15 km vom Alpenrande und etwa doppelt so weit vom Jurarande entfernt. Nördlich vom Genfer See durch die Molassehöhen des Mont Jorat zeichnete H. SCHARDT das nebenstehende Profil Nr. 6.

Diese antiklinale Achse trennt ein östliches, stärker disloziertes, zum Teil gefaltetes Gebiet der Molasse von dem westlichen, ziemlich horizontal liegenden; im ersteren fallen die miocänen Molassestufen gegen die Alpen zu ein. Durch diese Lagerung wird meiner Ansicht nach bewiesen, daß die Alpen nach der obermiocänen Zeit eingesunken sind, und nehme ich an, daß diese Absenkung und damit das Entstehen der antiklinalen Mittellinie in dem Molasselände erst zur jüngeren Diluvialzeit geschehen seien. Das westlich der Antiklinale liegende Molassegebiet ist tiefer eingesunken als das östliche, ebenfalls zur jüngeren Diluvialzeit, daher seine tiefe Lage und die Seetiefen. Endlich auf der Nordwestseite des Tieflandes die Aufstauung und höhere Erhebung der Randketten des Juragebirges — alles Bewegungen zur jüngeren Diluvialzeit.

Durch solche tektonische Bewegungen allein läßt sich die Tatsache erklären, daß der Rhonegletscher gerade über die höchste Jurakette weit nach Westen über das Juragebirge übergeflossen ist: das Molasseländ und die Alpen standen in der altdiluvialen Zeit absolut viel höher als die südöstlichen Bergketten des Jura. Über Pontarlier hinaus nach Westen werden noch bei Ornans an der Loue, nur 17 km von Besançon am Doubs entfernt, Geschiebe aus den Walliser Alpen gefunden in 310 m und bei Salins in 750 m Meereshöhe.

Dicke in den Alpen aufweisen“. Daß es sich „im Binneneise Grönlands um Gletschermassen von 300 bis über 1000 m Dicke handelt“ (das. S. 53), ist eine ganz willkürliche Annahme; wir können darüber gar nichts wissen.



Profil 6. Maßstab 1 : 200 000.

Durch den südlichen Mont Jorat bei Lausanne auf der Nordseite des Genfer Sees, nach H. Schardt. Die Schweiz. S. 150. 1909.

- a = Alluvium.
- gl = Glazialschutt.
- mm = marine Molasse, helvetische Stufe.
- Lg = Graue Molasse, langhische Stufe.
- Aq = Molasse mit Schieferkohlen und Kalkbänken, obere aquitanische Stufe.
- Mr = Rote Molasse, untere aquitanische Stufe.
- pd = Nagelfluh in den langhischen und aquitanischen Stufen.
- A = Antiklinal-Achse der Molasse.

EM. BENOIT hat die Wege verfolgt¹⁾, welche die Eiszungen des großen Rhonegletschers zwischen dem Mont Tendre (1680 m) und dem Mont Chasseron (1611 m) nach Nord resp. Nordwest genommen haben: ein südlicher Gletscherstrom floß durch das Orbetal über den 1050 m hohen Col de Jougne, ein nördlicher über den 1250 m hohen Col des Étroits hinüber, um sich in dem weiten Talbecken von Pontarlier (840 m) am oberen Doubs zu vereinigen; dieser Gletscher breitete sich dann nach Westen und Norden flach aus und erreichte Ornans und Salins in einer Entfernung von 50 km vom Südostrande des Jura und von 100 km vom Nordwestrande der Waadtländer und Freiburger Alpen. Der Rhonegletscher kann bei seinem Austritt aus dem Wallis nicht dieselben orographischen Oberflächen vorgefunden haben, die wir jetzt vor uns sehen: Genfer See, größte Tiefe + 65 m über Meer, nördlich davon Molasseland im Mont Jorat bis 928 m ansteigend, danach der Neuenburger See, größte Seetiefe + 278 m über Meer, und endlich die Pässe im Kettenjura, welche in mehr als 1200 m Höhe vom Rhonegletscher überschritten wurden — das alles sind Höhendifferenzen, welche nicht bestanden haben können, als der Rhonegletscher von seinem Austritte im unteren Wallis 100 km weit bis Ornans und Salins hinübergeflutet ist; man muß doch immer bedenken, daß die Gletscher, ebenso wie das Wasser, nur talwärts abfließen und nicht vom Tieflande her ein 1000 m höher aufragendes Gebirge überfluten können.

Obwohl ich also annehme, daß der Jura seine jetzige relative Höhe gegen die Tiefschweiz erst zur jüngeren Diluvialzeit erhalten hat, so muß er überdies zur älteren Diluvialzeit in einer absolut höheren Lage über dem Meeresspiegel sich befunden haben als jetzt: denn zur Haupteiszeit entwickelte das Juragebirge selbst in allen seinen Tälern eigene Gletscher²⁾; und der Rhonegletscher hätte nicht so weit den Jura überfließen können, wenn damals das ganze Juragebirge nicht absolut höher gelegen wäre und seine Oberfläche sich

¹⁾ Em. Benoit, Note sur une expansions des glaciers alpins dans le Jura central par Pontarlier; mit einer Karte, Taf. III. Bull. Soc. géol. France. 3. sér. tom. V., S. 61–73. Paris. 1877.

²⁾ Vergl. Th. Rittener, Étude géologique de la Côte aux Fées et des environs de Sainte Croix et Baulmes; mit geologischer Karte und Profilen. S. 61–76. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. Bern. 1902.

infolgedessen in kälteren Luftschichten befunden hätte als es jetzt der Fall ist, wo Besançon am Doubs und Genf 18—20° C mittlere Temperatur im Hochsommer besitzen.

Wenn nun das Juragebirge zur Haupteiszeit absolut höher lag als jetzt, um wieviel höher müssen dann die Alpen gestanden haben, wenn der Rhonegletscher vom Gotthard bis nach Lyon, das ist eine Strecke von 350 km, hinabgeflossen ist?

Nach dem ersten starken Rückzuge des Rhonegletschers während der atlantischen Zeit stand seine Stirn längere Zeit still, und es wurden die mächtigen Wallmoränen im Rhonetale unterhalb Genf, z. B. bei Voiron in der Dauphiné und in der Nordschweiz bei Wangen an der Aare unterhalb Solothurn, gebildet; sogenannte Jungmoränen zum Teil. Dabei verschwanden die Zungen des Rhonegletschers aus den Juratälern; es stießen zunächst noch autochthone Juragletscher am Südhang des Jurarandes gegen den noch auf dem Molasselande stehenden Rhonegletscher hinaus, so daß wir z. B. auf der Karte von B. AEBERHARDT (a. a. O. Eclogae VII, Taf. 1) bei Gingins (NW Nyon am Genfer See) die Endmoränen der Juragletscher neben den Seitenmoränen des Rhonegletschers liegen sehen.

Auf dieser Karte von B. AEBERHARDT sieht man auch, daß zu dieser Zeit des Rückzuges der Gletscher die Schmelzwasser der Juragletscher ihre Schuttmassen über die Südabhänge der Gebirgswand hinabschütteten. Dabei muß man sich darüber klar bleiben, daß alle diese Vorgänge über eine längere Zeit, etwa während der mittleren Diluvialzeit, hin wirksam waren, und daß wir keine scharfen Zeiteinschnitte machen können; denn in der Geologie, der Geschichte der Erde, heißt es noch mehr als in anderen Wissenschaften: πάντα ῥεῖ.

Wohin aber flossen die Schmelzwasser über das Juragebirge, als der Rhonegletscher seine Zungen bis nach Ornans und Salins, 50 km westlich des Südostrandes vom Jura, ausgestreckt hatte? Nun natürlich fließen die Schmelzwasser stets in der gleichen Richtung ab wie der Gletscher selbst — also nach Westen zum Doubs hin. Denn das Wasser fließt ebensowenig bergauf wie der Gletscher — vorausgesetzt, daß das Wasser nicht zu einem See aufgestaut wird, was hier auf dem Rücken des Jura nicht der Fall gewesen ist.

Eine merkwürdige Taltiefe ist das gegen 35 km lange und bis 5 km breite Juratal, welches von Pontarlier nach SW bis les Chalèmes

zieht und ganz mit diluvialen Ablagerungen aufgefüllt ist; die ganz flache Oberfläche liegt in 800—900 m Höhe über dem Meere. Es bleibt bis jetzt unerklärt, wie und zu welcher Zeit diese große diluviale Fläche entstanden ist. Moränen mit Walliser Alpenblöcken stehen am Rande; also ist der Rhonegletscher hier gewesen; auch Jura-moränen sind vorhanden. Die große flache Ausbreitung aber von diluvialen Sanden und Schottern weist meiner Ansicht nach auf eine längere Zeit der Erosion eines größeren Flusses und der nachfolgenden Auffüllung des älteren Talbodens durch Schmelzwasser der Gletscher der Haupteiszeit.

Dieses große Diluvialtal von Pontarlier—les Chalèmes scheint mir eine analoge und gleichzeitige Bildung mit dem breiten und flachen Thurtale Weinfeld—Frauenfeld—Andelfingen, das ich für ein altes Rheintal halte, älter als das Flußerosionstal des Bodensees.

4. Hochterrassenschotter, Moränen und Niederterrassenschotter.

Die Zurechnung von Moränen zu den Hochterrassen- oder zu den Niederterrassenschottern bleibt häufig willkürlich und zweifelhaft. Theoretisch ist ja die Unterscheidung ganz einfach so, wie sie LÉON DU PASQUIER zuerst in der Nordschweiz durchzuführen suchte: diejenigen Moränen, aus denen Hochterrassenschotter außerhalb der Endmoränen hervorgehen, gehören zu diesen Schottern, und solche Moränen, aus denen in analoger Weise Niederterrassenschotter erzeugt wurden, entstanden in dieser jüngsten Eiszeit. In der Praxis läßt diese Theorie häufig da im Stiche, wo es sich nicht um typische Endmoränenwälle, sondern um an einzelnen Punkten isoliert aufgeschlossene Grundmoränen handelt.

Geeignete Beispiele für diese Unsicherheit findet man überall; ich will hier einige aus dem Aargau und aus dem Rheintal unterhalb der Aaremündung anführen.

Das großartige Moränen-Amphitheater bei Mellingen an der Reuß ist bekannt und durch F. MÜHLBERG vortrefflich dargestellt. Mehrere Moränenwälle, „Jungmoränen der letzten Eiszeit“, ziehen in weitem Halbkreise um die innere vertiefte Schüssel, die „Zentraldepression“, herum; gute Aufschlüsse erleichtern die Kenntnis dieser Gegend. Trotz

der Denudation ragen die Endmoränenwälle noch bis 438 m im Buchwald auf, während das „Moos“ der inneren Mulde bei Büblikon in 352 m, und der jetzige Reußspiegel in 350 m über dem Meere liegen. Auch Bändertone, Blätter einschließend, 18–20 m mächtig, stehen in der Moräne als Absatz eines kleinen Gletschersees bei der Ziegelei nahe dem Bahnhofe Mellingen an; große erratische Blöcke liegen herum. Die weitausgedehnten Landflächen nördlich, also außerhalb und abwärts dieser großen Endmoränen, so das ganz flach nach Norden abgedachte Birrfeld 410–380 m auf 3–4 km Strecken, werden bis zu den aufragenden Jurabergen bei Birmensdorf und Birr von den Niederterrassenschottern eingenommen. Die Jungmoränen verzahnen sich hier in die Schotter und lagern in den einzelnen Aufschlüssen daher bald unter, bald über den Niederterrassenschottern.

In etwas weiterer Entfernung sind Reste von Hochterrassenschottern nach Angabe von F. MÜHLBERG erhalten: so auf dem Wolfbühl nördlich Mellingen, auf dem Hiltiberge bei Rohrdorf und anderen Orten in 425–470 m Höhe. Die Anlagerung von Jungmoränen an die Schotter in der großen Kiesgrube am Hiltiberge ist eine so innige, ohne scharfe Grenze, daß es zweifelhaft bleibt, ob hier ältere Schotter anstehen; jedenfalls sind hier wie an anderen Orten die Gerölle der angeblichen Hochterrasse nach Art und Verwitterung nicht wesentlich verschieden von den Geschieben der dicht angelagerten Moräne der Niederterrasse¹⁾.

Gehen wir an der Reuß abwärts, so treffen wir an der Lindmühle oberhalb Birmenstorf am rechten steilen Erosionsufer des rasch dahinströmenden Flusses unter dem Niederterrassenschotter graue sandige Grundmoräne mit wenigen, aber einzelnen großen alpinen Blöcken ca. 25 m hoch aufgeschlossen. Diese Moräne soll nun der Hochterrassenzeit, also der Haupteiszeit angehören — warum? Nun, aus dem einzigen Grunde, weil sie unter den Niederterrassenschottern lagert. Der Reußspiegel zeigt bei der Lindmühle neben der Grundmoräne 342 m über Meer; die Niederterrasse über der Moräne steigt hier bis 398 m an.

F. MÜHLBERG zieht aus seinen genauen und sorgfältigen Beobachtungen im Aargau den Schluß, daß die größte Vergletscherung in der

¹⁾ Vergl. F. Mühlberg, Exkursionsbericht vom Jahre 1901; in *Eclogae geologicae Helvetiae*. VII. Bd., S. 182. Lausanne. 1901–02.

vorletzten Eiszeit (vergl. sein oben angeführtes Schema) erst nach der Ablagerung der Hochterrassenschotter erfolgt sei; denn

1. Moränen und erratische Blöcke der größten Vergletscherung liegen in der Nordschweiz auf der Hochterrasse;

2. Grundmoränen der größten Vergletscherung liegen in den tiefsten Talsohlen, die also erst nach der Hochterrassenzeit erodiert worden sind.

Konsequenterweise kennt F. MÜHLBERG keine fluvioglazialen Schotter, welche aus den Moränen der größten Vergletscherung hervorgegangen wären: „da die Gletscher damals noch über Basel hinaus sich erstreckt haben, können die zur Zeit ihrer größten Ausdehnung gebildeten Schotter der Talsohlen erst unterhalb Basel gesucht werden“ (a. a. O. 1905, S. 495).

Diesen Anschauungen MÜHLBERGS stimme ich insofern bei, als ein Teil, und zwar der ältere Teil der Hochterrassenschotter in der Tat noch der borealen Periode des Vorrückens der alpinen Gletscher angehört; die Gletscher überflossen dann bei ihrem weiteren Vorstoße ihre eigenen fluvioglazialen Schotter, und daher sind die Hochterrassenschotter sowohl verbunden mit Moränen, als überlagert von den Moränen und Blöcken der stärksten Vereisung. Der große Abschnitt zwischen dem Vorstoße und dem Rückzuge der alpinen Gletscher liegt eben nicht zwischen Decken- und Hochterrassenschottern, sondern er liegt zwischen Hochterrassen- und Niederterrassenschottern. Daher die in der Regel stärkere Verwitterung der Geschiebe und Blöcke im Hochterrassenschotter, während diese in der jüngsten Aufschüttung der alpinen Periode sowohl in den Jungmoränen, wie in den zu denselben gehörigen Niederterrassenschottern meist noch frisch sind; daher die stärkere Verkittung und Versinterung der Hochterrassenschotter, während die Niederterrassenschotter häufig unverfestigt sind. Zu den „Altmoränen“ sind sämtliche Moränen des Vorstoßes, zu den „Jungmoränen“ nur die des Rückzugsstadiums der letzten Eiszeit zu rechnen. Amphitheater, Endmoränenlandschaften sind nur im jüngsten Stadium erhalten, weil die großen Gletscher der Haupteiszeit über alle früheren Stirnmoränen fortgingen und diese zerstörten.

Fahren wir über die Reußmündung bei Windisch nach Norden die Aare hinunter bis in die Beznau, gegenüber Böttstein an der

Aare, 6 km oberhalb der Aaremündung in den Rhein bei Koblenz gelegen, so finden wir dort auf dem rechten Ufer der Aare einen trefflichen Aufschluß, in welchem, unmittelbar auf Lias und Dogger aufsitzend, eine 6 m hoch aufgeschlossene Blockmoräne mit sandigen und grandigen Schottern wechsellagert, oben in weiter Fläche vom Niederterrassenschotter bedeckt. Dies soll alles Niederterrasse, also fluvioglaziale Schotter und Grundmorän aus der jüngsten Eiszeit sein¹⁾; der Aarespiegel liegt hier in 323 m, die Oberfläche der Niederterrasse in 360 m über Meer; der Rheinspiegel bei Koblenz steht in 315 m.

Warum sollen diese Grundmoränen in der Beznau der Niederterrasse angehören, während doch die dazu gehörigen Endmoränen dieser letzten Eiszeit nicht weniger als 12 km weiter südlich und oberhalb im Reußtale bei Mellingen stehen? Wenn die Gletscher der letzten Vereisung nach einer langen Interglazialzeit 12 km talaufwärts geendigt haben, wie konnten sie dann hier unten in der Beznau Grundmoränen absetzen? Für diese Altersbestimmung als Jungmoränen war die tiefe Lage in der Beznau bestimmend: in 320 m Tiefe an der Aare können nach der Theorie nur Niederterrassenablagerungen liegen²⁾; die Hochterrassenschotter, von Moränen und von Lößlehm bedeckt, lagern 80—100 m höher, östlich über der Beznau auf dem Degerfelder Berg in 412 m und nördlich über Klingnau in 400 m Meereshöhe auf den Jurastufen.

Wenn wir, ohne von einer Theorie befangen zu sein, die Tatsache feststellen, daß sowohl oben an der Reuß bei Birmenstorf und der Lindmühle, als hier in der Beznau die Altmoränen sowohl unten im Talboden unter dem Niederterrassenschotter als oben auf den umliegenden Bergen anstehen, so folgt daraus, daß die Hochterrassenschotter, welche dort oben bei Birmenstorf auf den Jura- und Molassebergen 80—100 m höher liegen als die alte Grundmoräne bei der Lindmühle oder über der Beznauer alten Grundmoräne ebenfalls 80—100 m auf den Bergen anstehen, bereits von der Flußerosion durchgeschnitten waren zu der Zeit, wo die genannten Grundmoränen im Tal abgelagert wurden. Die Gletscher der Haupteiszeit lagerten

¹⁾ G. Steinmann und L. du Pasquier, Mitt. bad. geol. Landesanstalt. II. Bd., S. 400. Heidelberg. 1892.

²⁾ F. Mühlberg erklärt dagegen die Beznauer Moräne als Altmoräne; Erläutg. a. a. O., 1905, S. 494. Bd. VIII. Eclogae geol. Helvetiae.

aber nicht nur ihre Moränen in den Taleinschnitten ab, sondern auch über der Hochterrasse, weil diese von den Gletschern der Haupteiszeit überflutet wurden. Die Grundmoräne an der Lindmühle im Reuß-einschnitte ist daher zur selben Zeit abgelagert worden wie die Grundmoräne, welche 200 m über dem Reußspiegel (342 m) östlich von Birmenstorf bis zum Baldegg mit 550—570 m Meereshöhe anstiegen.

Die Gletscher der Haupteiszeit überzogen gleichmäßig Berg und Tal mit ihren sandigen, lehmigen oder tonigen Grundmoränen und Blockmaterialien, während die fluviatilen Schotter gewisse Niveaus der Oberfläche einhalten mußten, weil sie eben von Flüssen und Schmelzwassern der Gletscher, aber nicht von den mächtigen Eismassen der Gletscher selbst abgesetzt worden sind.

Es lassen sich daher die Moränen der Haupteiszeit nicht auf Grund ihrer absoluten und relativen Höhenlagen nach ihrem Alter unterscheiden wie die Schotter, sondern nur etwa nach der stärkeren oder geringeren Verwitterung ihrer Oberflächen, sowie nach der Entfernung ihres Ortes vom Alpenrande; es gibt in der Nordschweiz nur Altmoränen und Jungmoränen, aber es gibt vier nach ihren Niveaulinien verschiedene Schotter: die älteren und jüngeren Deckenschotter gehören nur den vorstoßenden, die Hochterrassenschotter gehören sowohl den vorstoßenden als den zurückziehenden, die Niederterrassenschotter gehören nur den sich zurückziehenden Gletschern an. Grundmoränen wurden dagegen fortdauernd an den Orten abgesetzt, über welchen Gletscher standen; es ist daher eine weitergehende Einteilung der Altmoränen nicht möglich. Auch haben A. PENCK und ED. BRÜCKNER in ihrem Werke nicht versucht, eine Teilung der Altmoränen in verschiedene Eiszeiten vorzunehmen; sie gehen nur von den drei Schotterhorizonten aus, und behaupten, daß für jeden der drei Horizonte (ältere, jüngere Decken- und Hochterrassenschotter) irgendwo und irgendwelche Grundmoränen gehören müßten, ohne solche genauer im allgemeinen nachweisen zu können, wenn nicht gerade in einem Aufschlusse der eine oder der andere Schotter mit Moräne wechsellagert. Von den Altmoränen ist überhaupt in diesem Werke sehr wenig die Rede; es handelt vorwiegend von den Schottern und von den Jungmoränen.

Obwohl Altmoränen und die zu ihnen gehörigen erratischen Blöcke in sehr großer Ausdehnung über die Vorländer der Alpen aus-

gebreitet liegen, so fehlen doch allgemein dieser älteren Eiszeit ausgesprochene Amphitheater von Endmoränen; auch deutliche Seitenmoränen sind kaum nachzuweisen. Dieser Mangel hat seinen Grund darin, daß über die jedenfalls einst existierenden Wallmoränen der älteren Eiszeit die Gletscherflut der Haupteisverbreitung fortgeflossen ist und alle emporragenden Blockwälle jener Zeit mehr oder weniger vollständig eingeebnet hatte. Die Drumlins sind solche eingewalzten Moränenreste.

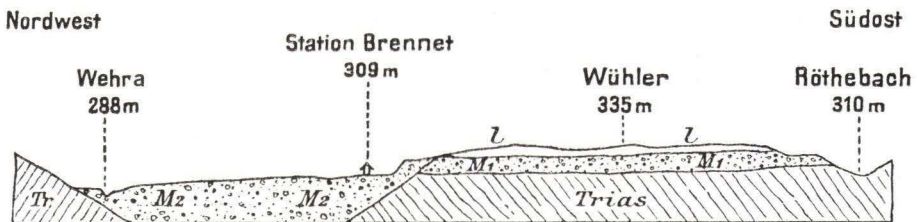
Dagegen sind alle äußeren Oberflächenformen der jüngeren Eiszeit mit ihren Mooren und Stauseen, mit ihren Bändertonen, mit ihren Seiten- und Endmoränen — kurz mit ihren ganzen großartigen Moränenlandschaften auf beiden Flanken der Alpen vortrefflich erhalten geblieben, weil keine neuen Gletscher über diese charakteristischen Gebilde hinweggeflutet sind; nur die jüngste postglaziale Erosion und Denudation haben ihre Formen etwas zernagt; die Flüsse haben ihre Betten in diese jungdiluvialen Ablagerungen eingeschnitten.

Die älteren und jüngeren Deckenschotter, sowie die älteren Hochterrassenschotter gehören einer Eiszeit an, nämlich der borealen Periode der immer weiter vorstoßenden Gletscher; es sind fluvioglaziale Absätze, welche nacheinander folgten, getrennt voneinander durch die Erosionseinschnitte, welche direkt von den Flüssen und Schmelzwässern der Gletscher, indirekt durch tektonische Bewegungen erzeugt wurden: das Alpengebirge und der europäische Kontinent stiegen absolut höher an; die oberrheinische Tiefebene und die Donautiefeneben sanken relativ tiefer ab — beide Bewegungen erfolgten in gewissen Etappen.

Während der ersten Rückzugsperiode, welche ich die atlantische nannte, wurden ebenfalls Hochterrassenschotter gebildet; sie sind jedoch jünger als diejenigen Hochterrassenschotter, welche von den am weitesten vorstoßenden Gletschern der Haupteiszeit in der borealen Periode überflutet wurden.

Aus dieser Zweiteilung der Hochterrassenschotter entstand eine begreifliche Verwirrung in dem früheren Schema; die Wechsellagerung der Hochterrassenschotter mit Moränen und ihre hohe Überschüttung von Altmoränen veranlaßte F. MÜHLBERG im Aargau die glazialen und die interglazialen Eiszeiten während dieser „Haupteiszeit“ zu vermehren, weil er jede Schotterterrasse, die ein bestimmtes Niveau einhielt, einer eigenen Eiszeit und jedem Erosionseinschnitt eine eigene Interglazialzeit zuwies.

Gleiten wir mit dem Rheine noch weiter hinunter, so beobachten wir im Ausgange des Wehrtales rechts des Rheines zwischen Brennet und Oeflingen auf zum Teil steilgestellten Muschelkalk und Keuper alte Schwarzwaldmoränen unter Löß in der Hochterrasse in 325—335 m. Die Schwarzwaldgeschiebe in dieser Moräne sind verwittert und zersetzt; daher erklärte sie G. STEINMANN als Altmoränen der Haupteiszeit¹⁾. Anliegend an diese Hochterrasse ist aber eine nur wenige Meter tiefer liegende Niederterrasse entwickelt, in der im tiefen Einschnitt am Bahnhofe Brennet KARL SCHMIDT angeblich Jungmoräne mit frischen Schwarzwaldblöcken auffand²⁾. Die Trennung beider Moränen ist ganz künstlich von G. STEINMANN vorgenommen im bestehenden Profile:



Profil 7. Maßstab 1 : 10 000.

Durch das untere Wehratal am Südrande des Schwarzwaldes, nach G. Steinmann, in Ber. d. oberrhein. geolog. Ver. Basel. 1892. S. 37.

Tr = Trias (Muschelkalk und Keuper).

M₁ = Grundmoräne der Haupteiszeit, Altmoränen.

M₂ = Moränen und Schotter der letzten Eiszeit, Jungmoränen.

l = Lößdecke.

Diese Trennung beruht darauf, daß die angeblich ältere Moräne zersetzte und die angeblich jüngere Moräne frische Schwarzwaldgesteine enthalten soll — eine Beobachtung, welche natürlich nur an einigen Punkten und in voneinander örtlich getrennten Aufschlüssen gemacht wurde.

Dabei reichen sonst bekanntlich die Endmoränen der letzten Eiszeit im Schwarzwalde allgemein nur bis in Höhen von 800 m hinab. Hier am Bahnhofe Brennet jedoch soll plötzlich Jungmoräne in 309 m Meereshöhe, 30 m über dem nahe vorbeiströmenden Rheine anstehen.

¹⁾ Bericht der Vers. d. Oberrh. geol. Vereins zu Basel. 1892. S. 35—39. Stuttgart.

²⁾ Dasselbst S. 33—34.

Ich habe die wichtige Stelle in Begleitung von A. GUTZWILLER und G. STEINMANN besucht; ich habe mich nicht davon überzeugen können, daß hier am Bahnhof Brennet und hinauf nach Oeflingen zwei zeitlich verschiedene Moränen aneinanderstoßen — um so weniger, als wir die Brennet Moränen etwas weiter abwärts bis Nieder-Schwörstadt und Riedmatt verfolgen konnten, und hier in derselben erratische Blöcke aus den Alpen liegen; sowohl die Schwarzwald- wie die alpinen Moränen im Ausgang des Wehratales und hinunter bis Riedmatt rechne ich nicht zu den Jung-, sondern zu den Altmoränen.

Den Grad der Verwitterung von Blöcken in einer Moräne als Maßstab für die Zeit ihrer Entstehung zu nehmen, halte ich für eine ganz unsichere und willkürliche Annahme. Es gibt sehr frische Altmoränen, so z. B. in der Umgebung von Aarau oder nördlich vom Bodensee. Die Verwitterung einer Moräne hängt viel mehr davon ab, ob sie vom Grundwasser durchspült werden kann, entsprechend ihrem Material und ihrer örtlichen Lage nach, als von ihrem Alter. In sandigen und grandigen Moränen verwittern die Geschiebe schneller als in tonreicher und lehmiger, für Wasser schwer durchlässiger Moräne.

Auf der linken Rheinseite, gegenüber dem Ausgange des Wehratales, treffen wir oben auf dem Möliner Felde in 350—380 m Meereshöhe Hochterrassenschotter und Grundmoränen mit recht frischen alpinen Blöcken, bedeckt von Lößlehm.

Also bei Oeflingen Altmoräne in 325—335 m Meereshöhe, 40—50 m über dem jetzigen Rheinspiegel — jenseits auf dem Möliner Felde Altmoräne in 350—380 m Meereshöhe und bis 100 m über dem jetzigen Rheinspiegel. Ohne die Annahme von tektonischen Bewegungen kommen wir bei den starken Höhendifferenzen der verschiedenen Terrassen, auch abgesehen von den Erosionseinschnitten, nicht aus. Insbesondere scheint mir im allgemeinen das Juragebirge bis Schaffhausen zur jüngeren Diluvialzeit gegen den Südrand des Schwarzwaldes aufgestaut worden, oder weniger stark eingesunken zu sein als der Schwarzwald. Daher ist der Rheinlauf gegen den Südrand des Schwarzwaldes gedrängt worden; er hat sich von Albrück über Laufenburg bis Säckingen in die Schwarzwaldgranitgneise eingeschnitten und durchsägt den aufsteigenden Jura mit dem ganz jungen Wasserfall bei Schaffhausen.

5. Die sogenannten interglazialen Ablagerungen in den Alpen.

Das ganze bisherige System der Eiszeiten in den Alpen beruht auf der Annahme von wiederholten „Interglazialzeiten“; früher wurden zwei, später drei solcher interglazialen Perioden angenommen, in denen zwischen je zwei Eiszeiten die diluvialen Gletscher aus den Vorländern und tiefer gelegenen Tälern der Alpen vollständig zurückgewichen sein sollten auf die Hochalpen, etwa in gleicher Weise wie jetzt oder mit noch stärkerem Schwunde. Als Ursache dieses wiederholten Rückzuges der Gletscher wurden von allen Glazialisten die hereinbrechenden Perioden wärmeren Klimas angesehen, und zwar sollten diese Klimaschwankungen, Perioden größerer Kälte und größerer Wärme, nicht nur die Alpen, sondern ganz Europa betroffen haben.

Wie ich bereits hervorgehoben habe, wurden diese „Interglazialzeiten“ anfangs deswegen aufgestellt, weil man sich die Erosions-einschnitte in den verschiedenaltigen Schotterterrassen der Schweiz nicht anders erklären konnte als dadurch, daß statt der Gletscher die Flüsse von obenher aus den Hochalpen freie Bahn gehabt haben mußten, um solche Erosionen in den Tälern und Terrassen fertig zu bringen; man konstruierte ein Gefälle der Flüsse von oben herunter: deswegen mußten die Gletscher aus den Hochtälern der Alpen zeitweise verschwinden, um den Flüssen und ihrer Erosionstätigkeit Platz zu machen.

Erst später suchte man nach „interglazialen“ Ablagerungen und nach fossilen Faunen und Floren, welche das wärmere Klima der theoretisch angenommenen sogenannten Interglazialzeiten beweisen könnten.

Ich habe schon darauf hingewiesen, daß sich sogar A. PENCK und ED. BRÜCKNER selbst gewundert haben (a. a. O. S. 393), warum in den Alpen die Interglazialabsätze so spärlich zu finden sind. In der Tat mußten ja die Ablagerungen der jedesmal sehr lange Zeiten andauernden interglazialen Perioden ganz bedeutende Ausdehnung und eine ansehnliche Mächtigkeit in allen Tälern und in den Vorländern der Alpen gewonnen haben, wenn man annimmt, daß zwischen je zwei kalten Eisperioden ein warmes Klima ganz Europa allmählich erwärmt und sich ebenso in derselben Interglazialzeit allmählich wieder erkaltet

habe; daß in solcher Interglazialzeit mit dem wärmeren Klima eine südlichere Flora eingewandert und wieder abgewandert sei. So z. B. liegt ja in den Schuttbreccien von Hötting und in den lakustren Schichten vom Iseo See, die nach der Annahme von A. PENCK und von A. BALTZER in der zweiten Interglazialzeit abgesetzt worden seien, eine „pontische“ Flora, eine Flora, welche jetzt auf den warmen südwestlichen Abhängen des Kaukasus wächst. Vorher war eine Eiszeit mit kaltem Klima gewesen. Also mußte doch die pontische Flora in der zweiten Interglazialperiode Zeit gehabt haben, von Transkaukasien nach den Hochalpen zu wandern, dort sich überall auszubreiten, sogar bis in Höhen von 1200 m über dem Meere (Hötting). Auch mußte das Klima in dieser zweiten Interglazialperiode sich nach dem Absatz dieser Höttinger Breccien wieder allmählich abflauen, und die eiszeitlichen hochalpinen Pflanzen die pontische Flora verdrängen und sich wiederum in ihren Wohnplätzen ansiedeln. Solche bedeutende Abänderungen der Florengebiete erfordern unbedingt lange Zeiten; und in diesen langen Interglazialzeiten erwartet man dann auch ausgedehnte Ablagerungen und zahlreiche Reste der dem wärmeren Klima entsprechenden Faunen und Floren.

Die Interglazialisten bemühten sich natürlich, derartige Absätze in den Tälern und Vorländern der Alpen aufzufinden: A. PENCK entdeckte die Höttinger Breccie bei Innsbruck, und A. BALTZER entdeckte die Mergel in der Borlezzaschlucht am Iseo See; beide Ablagerungen enthalten die gleiche pontische Flora, und gehören, wie ich erörtern werde, überhaupt nicht in die diluviale, sondern in die pliocäne Zeit.

Als A. BALTZER seine sorgfältigen Studien über den diluvialen Aargletscher machte, suchte er in der ganzen Schweiz vergebens nach interglazialen Schichten mit einer Flora oder Fauna, welche das angeblich wärmere Klima der „Interglazialzeiten“ bestätigt hätten — er fand keine solchen Fossilien. A. BALTZER sagt hierüber (a. a. O. S. 115): „Es ist nach dem gegenwärtigen Stand der Glazialgeologie selbstverständlich, daß auch der Aargletscher mindestens eine Interglazialzeit gehabt haben muß, wo er bis in seine Stammtäler zurückgegangen war, um dann später abermals bis in die Gegend von Bern vorzurücken. Schon vor einer Reihe von Jahren habe ich denn auch bei Bern interglaziale Profile gefunden. Sie sind es aber leider nicht im strengen Sinne des Wortes, d. h. es fehlen bis jetzt die durch

den Charakter der Flora oder Fauna ein mildes Klima erweisenden Zwischenschichten. Es finden sich bei Bern nur interglazial gestellte Schotter, Kiese und Sande, die von Moräne unter- und überlagert sind.“

Mit diesen kurzen Sätzen hat A. BALTZER einerseits klar definiert, was eigentlich von interglazialen Schichten der Theorie nach „selbstverständlich“ gefordert werden müßte: Anzeichen eines wärmeren Klimas; und andererseits, daß die sogenannten interglazialen Schotter, Kiese und Sande der Nordalpen „leider“ keine interglazialen Schichten „im strengen Sinne des Wortes“ sind. Diese Schotter, Kiese und Sande des alten Aargletschers bei Bern sind eben tatsächlich keine „interglazialen“ (im Sinne A. PENCKS), sondern nur „intramoränale“¹⁾ Ablagerungen.

Wir kennen in der Schweiz, wie im norddeutschen Tieflande oder in anderen glazialen Gebieten, zahlreiche Profile, in denen solche intramoränalen Absätze, Schotter, Kiese, Sande, Tone, Mergel und auch gelegentlich Torf zwischen Grundmoränen liegen; diese fluviatilen oder limnischen Absätze sieht man häufig in zufälligen Aufschlüssen zwischen oder unter oder über Moränen oder Geschiebemergeln lagern. Jedoch ist es selten, daß Reste von Pflanzen, die vom Botaniker mit Sicherheit in ihren Gattungen und Arten bestimmt werden können, oder daß Reste von fossilen Tieren in solchen intramoränalen Ablagerungen gefunden werden; noch seltener sind fossile Reste in den Moränen selbst. Nur auf Grund einer größeren Anzahl von sicher bestimmten Pflanzen oder Tieren läßt sich ein Rückschluß auf die Temperaturen des Ortes, an welchem die Reste sich fanden, machen. Da gibt es nun in den Alpen äußerst wenig derartige Fundorte; die bestbekanntesten sind die von Uznach und Dürnten in der Schweiz, welche wir zunächst besprechen wollen.

a) Die Schieferkohlen von Uznach, Dürnten und Wetzikon bei Zürich; die Pflanzenreste bei Güntenstall.

Keine andere der sogenannten interglazialen Ablagerungen in den Alpen ist so viel besprochen worden wie die Schieferkohlen bei

¹⁾ In dem Sinne, wie ich dieses Wort intramoränal bereits in meiner Geologie von Deutschland Bd. II, S. 500, gebraucht habe.

Utnach, Dürnten und Wetzikon, in den Kantonen Zürich und Sankt Gallen gelegen.

Die Utnacher Kohlenlager, welche nördlich des Ortes liegen auf dem Rüti und dem Gubel, 110—130 m über der jetzigen Talsohle des Linthbodens, durch den der berühmte Linthkanal gezogen ist, wurden zuerst ausgebeutet schon seit Anfang der zwanziger Jahre des vorigen Jahrhunderts¹⁾; bei Dürnten begann der unterirdische Abbau der Kohlen am Oberberg im Jahre 1854. Die Schieferkohlen nahe südlich von Wetzikon wurden beim Bau der Eisenbahn Uster—Rapperswil entdeckt; in den Jahren 1862—1881 fand ein regelmäßiger Abbau der Kohlen statt²⁾.

In dem Kohlenfelde Utnach—Gauen ist nur noch die Ricklinsche Grube, die seit 1826 existiert, im Betriebe. Alle übrigen Gruben, auch die bei Dürnten und Wetzikon, sind aufgelassen.

Jedenfalls wurden die genannten Ablagerungen von Utnach, Dürnten, Wetzikon gleichzeitig und ursprünglich in demselben Niveau abgesetzt; sie gewinnen dadurch ihre Bedeutung, daß die fossile Flora der Schieferkohlen sorgfältig gesammelt und von OSWALD HEER beschrieben wurde³⁾. ARNOLD ESCHER wies zuerst für die Schieferkohlen von Unter-Wetzikon (Schöneich) nach, daß sie von einem „Gerölllager“, aus dem gekritzte Kalksteine, „ein Block von Ponteljasgranit und ein etwa 2 m großer Findling zum Vorschein kamen“ (OSWALD HEER a. a. O., 1. Auflage, 1865, S. 487); bei einer späteren Grabung konnte ALBERT HEIM unter denselben Schöneicher Schieferkohlen „echten Grundmoränenlehm mit geschrammten kleinen Bündner Geschieben“ nachweisen⁴⁾.

¹⁾ Zollikofer, Über Utnach, in *Nova Alpina* II., 1827. — A. Gutzwiller, Geologische Beschreibung des Kantons St. Gallen, Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, 14. Lieferung, Bern 1877. Er veröffentlicht hier aus den Manuskripten Arnold Eschers, die im Polytechnikum in Zürich von Albert Heim aufbewahrt werden, die Notizen, welche A. Escher im Jahre 1830 über die damals betriebenen Utnacher Kohlengruben geschrieben hatte.

²⁾ Hermine W. Bodenbug-Hellmund, Die Drumlinlandschaft zwischen Pfäffiker und Greifensee. Dissertation (bei Albert Heim). Zürich 1909, S. 33.

³⁾ Oswald Heer, Die Schieferkohlen von Utnach und Dürnten. Öffentlicher Vortrag, gehalten den 7. Januar 1858. Zürich. 1858. — Derselbe, Die Urwelt der Schweiz (eines der besten geologischen Werke, die wir haben und noch jetzt wichtig und lesenswert); darin: XII. Kapitel: die Schieferkohlen von Utnach und Dürnten; mit Bild und Abbildungen, S. 513—541, 2. Auflage, Zürich 1879.

⁴⁾ Aug. Aeppli, Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürich Sees; mit geologischer Karte in 1:25000 und zwei Profiltafeln; in Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, 34. Liefg., Bern 1894, S. 98.

OSWALD HEER hatte sein geologisches Profil (a. a. O., 2. Auflage, 1879, S. 517) von den alten Gruben auf dem Gubel nordöstlich über Utnach so gezeichnet, als ob die Schieferkohlen direkt auf der dort steil aufgerichteten Molasse lägen. Aber auch hier lagern die Sande und Gerölle mit den Kohlenflötzen über Grundmoräne, wie zuerst von CHARLES MAYER, dann von DU RICHE PRELLER nachgewiesen wurde (CARL SCHMIDT a. a. O., 1906, S. 43); diese Moräne besteht aus ungeschichteten, gelblichen, sandigen Tonen mit Kies und enthält faust- bis kopfgroße polierte und gekritzte Geschiebe, bestehend aus Kalkstein, Verrucano, auch aus Puntaiglasgranit und Diorit.

Wahrscheinlich lagert auch unter den Schieferkohlen von Dürnten Grundmoräne; O. HEER (a. a. O., 1879, S. 515) sagt hierüber: „Es ruht das Kohlenlager auf einem feinen gelblich grauen Letten; eine Schicht, welche durch denselben bis 9 m unter das Kohlenflötz geführt wurde, zeigte, daß tiefer unten eine Masse von gerollten Steinen in den festen Letten eingebrocken sind; die Molasse wurde aber nicht erreicht, da der Andrang von Wasser das Tiefergraben verhinderte.“

Andererseits steht fest, daß die sämtlichen Ablagerungen mit den Kohlenflötzen von Wetzikon, Dürnten und Utnach von Grundmoräne, also einer zweiten und jüngeren als die liegende Moräne, überlagert werden.

Wir haben also hier in diesen Schieferkohlen, Sanden, Tonen und Geröllen von Utnach bis Wetzikon, in einer Strecke von etwa 24 km, eine intramoränale Ablagerung vor uns, deren ziemlich reicher Gehalt an Pflanzen- und Tierresten uns ein vortreffliches Bild der damaligen, und zwar meiner Ansicht nach der ältesten Diluvialzeit darbietet.

Der Talboden der Linth bei Dorf Utnach (421 m), welcher zwischen dem Walensee (423 m) und dem oberen Zürcher See (409 m) seine zum großen Teil jetzt entsumpften, zum Teil noch sumpfigen Torfmoore in einer Länge von ca. 20 km ausdehnt, gehört dem jungdiluvialen Walen—Zürcher Seetale an; der altdiluviale Talboden, dessen Torfsümpfen wir die Schieferkohlen der Gruben auf dem Rütli und Gubel an der Straße Utnach—Gauen verdanken, liegt jetzt 110—130 m über dem Linthkanal bei Utnach. Diese Höhendifferenz beweist schon, daß wir in den Utnacher Schieferkohlen eine hochgelegene altdiluviale Talstufe erkennen müssen.

Die Schieferkohlen von Dürnten und Wetzikon (Schöneich) befinden sich in 535—540 m über dem Meere, also ca. 130 m über dem 5 km südlich von Dürnten liegenden Zürcher See, der außerdem noch in seiner nördlichen Hälfte seine größte Tiefe von 143 m erreicht. Durch diese Höhendifferenzen tritt auch hier der große Unterschied zwischen dem altdiluvialen oberen Glattale (Dürnten—Uster, Pfäffiker und Greifensee) und dem jungdiluvialen Zürcher Seetale deutlich hervor.

Zwischen den Schieferkohlen auf dem Rüti und Gubel bei Uznach—Gauen und denjenigen von Dürnten—Wetzikon liegen zwar noch die kleinen Kohlenlager bei Eschenbach in 514 und 550 m über dem Meere; aber der 500—600 m hohe Molassebergzug zwischen Eschenbach und Rüti trennt vollkommen die beiderseitigen Schieferkohlenablagerungen; die altdiluviale Talstrecke zwischen Uznach und Dürnten ist entweder durch eine jüngere Erhebung des Molassezuges oder, falls sie um das Südende der Molasse herumbog, durch die Erosion des jungdiluvialen Walen—Zürcher Seetales unterbrochen worden.

Die Schieferkohlen wurden in den Senkungen auf der Oberfläche der liegenden Moräne abgelagert, gerade wie wir jetzt im oberen Glattale die rezenten Torfsümpfe und die beiden flachen Seen mit ihren zum Teil versumpften Ufern (des Pfäffiker und des Greifensees) liegen und die Torfmoore weiterwachsen sehen.

„Schieferkohlen“ nannte sie zuerst ESCHER VON DER LINTH, weil sie sich beim Austrocknen in dünnen Schichten abblättern. Ihrer Zusammensetzung nach kann die Kohle der Flötze als eine stark gepresste diluviale Torf- oder Braunkohle bezeichnet werden; denn die Kohle besteht aus einer bräunlichschwarzen, dicht zusammengepressten Masse von Holzstücken („Ligniten“), Pflanzenstengeln, Schilffarten, Blättern, Samen, Laub- und Torfmoosen und anderen Pflanzenteilen, welche, soweit ihre vegetabilischen Formen noch zu erkennen sind, durch eine homogene schwarze strukturlose Kohle filzartig verbunden werden. Die Schieferkohlen von Uznach—Dürnten sind also in ihrer Beschaffenheit ähnlich den mulmigen pliocänen Braunkohlen der Wetterau oder des Vorgebirges bei Bonn am Rhein.

Die Flötze werden häufig durch Zwischenmittel von Ton, Sand und Kies in mehrere Lagen getrennt; daher wechselt ihre Mächtigkeit: von wenigen Zentimetern an erreichten sie an einigen Stellen in den Gruben eine Dicke von 3—4 m.

Die wichtige fossile Flora, welche zuerst von OSWALD HEER aus den Schieferkohlen von Dürnten und Utnach beschrieben und jüngst von E. NEUWEILER revidiert wurde, ist die folgende:

- Pinus excelsa* Lk. var. *europaea* Tepl. Fichte, Rottanne.
- *silvestris* L. Kiefer, Föhre.
- Larix europaea* DC. Lerche.
- Taxus baccata* L. Eibe.
- Betula alba* L. Birke.
- Acer pseudoplatanus* L. Bergahorn.
- Corylus avellana* L. Haselnuß.
- Menyanthes trifoliata* L. Fieberklee.
- Phragmites communis* Tr. Schilfrohr.
- Scirpus lacustris* L. Seebirse.
- Rubus idaeus* L. Himbeere.
- Polygonum hydropiper* L.? Wasserpfeffer.
- Trapa natans* L.? Wassernuß.
- Galium palustre* L. Sumpflabkraut.
- Vaccinium vitis idaea* L.? Preiselbeere.
- Brasenia purpurea fossilis* Ands. Seerose.
- Sphagnum cymbifolium* L. Torfmoos.
- Hypnum trifarium* Web. et Mohr. Astmoos.
- *giganteum* Schpr.
- *polygamum* Schpr.
- *intermedium* Lindb.
- Meesea longiseta* Hedw. Moos.
- Equisetum* sp.

Unter diesen Pflanzenresten ist eine Wasserpflanze merkwürdig, die *Brasenia purpurea* Mich., deren Samen schon OSWALD HEER aus den Schieferkohlen von Dürnten unter dem Namen *Holopleura Victoria* Casp.¹⁾, einer Nymphaeacee, der berühmten großen Seerose, der *Victoria regia* Lindb. vom Amazonenstrom verwandt, anführte.

¹⁾ Diese Gattung und Art wurde von R. Caspary, damals in Bonn am Rhein, aufgestellt nach Samen, welche ihm R. Ludwig in Darmstadt aus den Braunkohlen der Wetterau übersandte, und zwar aus dem großen Lager von Dorheim—Wölfersheim bei Friedberg; ich sehe dieses Lager von mulmigen Braunkohlen, die bis 23 m mächtig in Tonen unter dem Löß liegen, als pliocän an. Dort wurden diese Samen in vielen Exemplaren gefunden; siehe die Beschreibung von R. Caspary in R. Ludwig,

G. ANDERSSON fand dieselben Samen in diluvialen Torflagern bei Kopenhagen und bei Smolensk (Polen) und wies ihre Identität mit den Samen der lebenden *Brasenia purpurea* nach (siehe unten in der Anmerkung). Diese Teichrose kann nicht in solchen Gegenden Bestand haben, in denen die Süßwasserseen bis auf den Grund zufrieren; daher konnte sie in dem gemäßigten Klima des ältesten Diluviums in den Teichen und Mooren bei Dürnten gedeihen; sie mußte dagegen durch die Kälte, welche zur borealen Haupteiszeit durch die höhere Erhebung der Hochalpen über diese Gebiete hereinbrach, vertrieben werden; sie kehrte später nach der Eiszeit nicht wieder in die Alpen zurück.

Die Eibe, *Taxus baccata*, deren Nüsse in der Schieferkohle von Dürnten und von Uznach (E. NEUWEILER a. a. O., 1907, S. 78) vorkommen, ist jetzt in der Schweiz nach den neuesten Untersuchungen

Fossile Pflanzen aus der jüngsten Wetterauer Braunkohle; in *Palaeontographica* V. Bd. S. 81—109, mit 7 Taf. Abb. Cassel. 1857; *Holopleura* Caspary, S. 94—97 und Taf. 17 und 18. — C. Weber, Über *Cratopleura holsatica*, eine interglaziale Nymphaeacee, und ihre Beziehungen zu *Holopleura Victoria* Casp., sowie zu rezenten Nymphaeaceen; N. Jahrb. Min. 1892. I., S. 114—137, mit 2 Taf. Abb. Darin beschrieb C. Weber Samen aus zwei intramoränen Torflagern aus dem Bette des Nordostseekanales bei Grüenthal in Holstein unter dem Namen der *Cratopleura holsatica*; von A. Nehring erhielt er dieselben Samen aus den intramoränen Torflagern von Klinge bei Kottbus in der Mark und von Lauenburg an der Elbe. C. Weber schließt (S. 135): „Überblickt man die von *Holopleura*, *Cratopleura* und *Brasenia* gebildete Reihe, so hält es schwer, sich des Gedankens zu erwehren, daß hier eine von der Tertiärzeit bis in die Gegenwart reichende Entwicklungsreihe vorliegt, in welcher die nachfolgenden Glieder sich aus den vorhergehenden herausgebildet haben.“ — Gunnar Andersson, Das fossile Vorkommen der *Brasenia purpurea* Mich. in Rußland und Dänemark, in Verhandl. der Kgl. schwed. Akad. Wiss., 22. Bd., 3 Heft. mit 2 Taf. Stockholm. 1896. G. Andersson hat endlich durch seine eingehende Untersuchung vieler Samen von fossilen und lebenden Arten nachgewiesen, daß die drei aufgestellten Genera *Holopleura*, *Cratopleura* und *Brasenia* sich nicht spezifisch voneinander unterscheiden. Die Samen aus den tertiären Braunkohlen (auch von Biarritz in Südwestfrankreich) und die Samen aus den diluvialen Torflagern von Europa variieren nicht stärker als dies der Fall ist bei den Samen der rezenten Art *Brasenia purpurea*, welche in Seen und Teichen von Nordamerika (nördlich bis zum 46. Breitengrade), in Ostindien, Japan, Australien und Afrika (Angola), also sowohl in gemäßigten wie in tropischen Gegenden der Erde wächst. Diese Seerose fügt sich demnach der übrigen Flora von Dürnten ein; jedenfalls ist sie keine hochalpine oder boreale Pflanze, so daß man wohl behaupten kann, daß die Kälte der Haupteiszeit diese Pflanze aus Europa vertrieben hat, falls es nachgewiesen würde, daß die Torflager von Klinge und Grüenthal dem älteren Diluvium angehören.

von P. VÖGLER¹⁾ ein weit verbreiteter Baum und, nebenbei bemerkt, durchaus kein aussterbender Baum²⁾. Die Eibe gedeiht in Graubünden (Albulagebiet) bis in Höhen von 1000—1500 m über dem Meere³⁾, andererseits wächst sie wild durch die ganze Tiefschweiz vom Genfer bis an den Bodensee und im Tessin bis in das tiefe Niveau des Luganer Sees (274 m). Die Eibe ist heute als wildwachsender Baum durch ganz Europa verbreitet bis über den Ural nach Sibirien hinein.

Die übrigen Bäume, Tannen, Lärchen, Föhren, Birken, Haselnuß, Bergahorn und Eichen sind dieselben, welche jetzt in den Schweizer

¹⁾ Paul Vogler, Die Eibe in der Schweiz; mit 1 Verbreitungskarte und 2 Tafeln Abbildungen, Zürich. 1905.

²⁾ Wir verdanken es den Bemühungen von H. Conwentz, daß neuerdings den Standorten der wildwachsenden Eiben in Deutschland mehr nachgegangen wurde; sie ist in Deutschland viel häufiger in den Wäldern als bisher angenommen worden ist. Siehe: H. Conwentz, Die Eibe in Westpreußen, ein aussterbender Waldbaum; in Abhandlungen zur Landeskunde der Provinz Westpreußen, Heft III, mit zwei Tafeln, Danzig. 1892. — Vergl.: Friedrich Jaennicke, Die Eibe. Natur- und kulturwissenschaftlich betrachtet, mit einer Abbildung, in 37—42. Berichten des Offenbacher Vereins für Naturkunde, S. 31—85, Offenbach. 1901. — Paul Roloff, Die Eibe in der Rheinprovinz; mit Abbildungen; aus der Festschrift zum 50jährigen Bestehen des naturwissenschaftlichen Vereins zu Krefeld, S. 233—259, Krefeld. 1908. — John Lowe, The Yew-Trees of Great Britain and Ireland; mit Abbildungen; London. 1897. — Ich verdanke die Literatur über die Verbreitung und das Wachstum der Eibe in Europa meinem Kollegen H. Schenck, Professor der Botanik an der Technischen Hochschule und Direktor des Botanischen Gartens in Darmstadt. Auf Grund dieser Publikationen darf man nicht behaupten, daß *Taxus baccata* ein aussterbender Baum in Europa ist — im Gegenteil, er gedeiht überall, in der Ebene, auf den Bergen und in den Hochalpen ausgezeichnet; vielfach sind ihm aber durch die Eingriffe des Forstbetriebes in den deutschen Wäldern künstlich die Bedingungen seiner Existenz entzogen worden, besonders durch die seit 1840 in unseren Forsten eingeführte „Kahlschlagwirtschaft“ (statt der früheren „Plänterwirtschaft“, wo nur einzelne große Bäume aus dem Walde herausgeschlagen wurden; siehe H. Conwentz a. a. O., 1892, S. 61). Sodann durch die künstlich verstärkte Ableitung des Grundwassers und Austrocknung von Mooren. Denn die Eibe liebt den Schatten des Waldes und braucht zum Gedeihen viel Bodenfeuchtigkeit; „sie wächst bisweilen, gemeinsam mit Erlen und Weiden, auf einem sumpfigen, torfigen Untergrund“.

Übrigens darf daraus, daß in den Schieferkohlen von Utznach und Dürnten einige Samen von *Taxus baccata* gefunden worden sind, nicht gleich verallgemeinert werden, daß die Eiben damals stärker in den Nordalpen verbreitet waren als jetzt.

³⁾ Gegenüber Ed. Brückner, der die Eibe zu einer wärmeliebenden Pflanze stempeln wollte (a. a. O., S. 582) sagt P. Vogler S. 29: „Die Eibe macht erst bei einer mittleren Jahrestemperatur von ca. 2°, einem Januar-Mittel von —7 bis 8° und einem Juli-Mittel von ca. 11,5° definitiv Halt; mit anderen Worten: sie verträgt ein ziemlich kaltes Klima.“

Wäldern, die Laub- und Sumpfmoose zumeist dieselben, welche jetzt in den Schweizer Torfmooren wachsen. Die Eiche, *Quercus robur*, gedeiht gegenwärtig in der Nordschweiz allgemein bis 1000 und 1100 m über dem Meere; ja, am Beatenberg und in Wengen (ob Lauterbrunnen) beobachtet man schöne, große Eichbäume bis in Höhen von 1200 und 1300 m.

Für wichtig halte ich, daß die Buche, *Fagus silvatica* L., welche jetzt in der Schweiz so weit verbreitet ist¹⁾, in den Schieferkohlen von Dürnten und Uznach fehlt; ebenso fehlen die steten Begleiter des Buchenwaldes, Spitzahorn (*Acer platanoides*), Hainbuche (*Carpinus betulus*), Stechpalme (*Ilex aquifolium*), sowie eine Anzahl von Sträuchern und Kräutern, die für den Buchenwald charakteristisch sind. „Da die Buche nach einem bekannten Ausspruche von A. GRISEBACH das ausgezeichnetste Kennzeichen des ozeanischen Klimas ist, bietet das Studium ihrer Verbreitung in der Schweiz ein großes Interesse,“ sagt P. JACCARD; sie fehlt in den trockenen Zentralalpen größtenteils. Die Buche bedarf zu ihrem Gedeihen viel Feuchtigkeit, und fehlt daher im Innern Rußlands wegen des dortigen kontinentalen Klimas vollständig, obwohl sie im westlichen, feuchten Europa bis zum 59. Grad nördlicher Breite vordringt²⁾.

Aus dem Fehlen der Buche und ihrer Begleiter in den Schieferkohlen dürfen wir schließen, daß trotz der lokalen Sümpfe damals in diesem Alpengebiete kein feuchtes atlantisches, sondern ein trockenes kontinentales Klima herrschte, was zu meiner Auffassung einer anderen Land- und Meeresverteilung in der „borealen“, älteren diluvialen Periode (anders als zur atlantischen und skandinavischen Zeit des jüngeren Diluviums) paßt; auf diese allgemeinen Fragen des europäischen Kontinents und seines Klimas werde ich am Schlusse dieser Abhandlung näher eingehen³⁾.

¹⁾ In der unteren Waldregion der Schweiz herrscht jetzt die Buche vor; sie steigt auf die Alpen bis in Höhen von etwa 1350 m, mit anderen Baumarten gemischt sogar bis in 1500 m; vergl. Paul Jaccard, Flora der Schweiz; in Bibl. d. geograph. Lex. d. Schweiz. S. 228. Neuenburg. 1909.

²⁾ In Deutschland erreicht die Buche ihre Nordostgrenze in Ostpreußen, südwestlich von Königsberg.

³⁾ Vergl. auch das Schlußkapitel im II. Band meiner Geologie von Deutschland. Leipzig. 1910.

Die Familie der Rhododendren fehlt den Schieferkohlen, welche Gattung sich aus der pliocänen Zeit (Hötting, Pianico u. a. O.) der Alpen bis in die jetzige Zeit erhalten hat. Einige ihrer Arten, so die bekannte Alpenrose, *Rh. ferrugineum* L., wachsen jetzt sowohl auf den Hochalpen wie in den tieferen Vorländern der Alpen¹⁾.

Die oberen Grenzen der Waldregionen in den Schweizer Alpen schwanken in ihrer Höhe ebenso stark wie die Grenzen des ewigen Schnees (wie das untenstehende Diagramm in Kapitel 8, Schneegrenzen zeigt); beide Grenzen steigen und fallen ungefähr miteinander von Berg zu Berg und von Tal zu Tal, weil beide abhängig sind von der Höhe der Niederschläge; die Menge der Niederschläge ist aber örtlich sehr verschieden, sie hängt ganz von der Lage des Ortes ab. Im mittleren Wallis, dem trockensten Gebiete der Schweizer Alpen, fallen nur 60—70 cm jährliche Regenmengen; dagegen im Maximalgebiete, im Berner Oberlande, Gotthard- und Adulamassiv 200—300 cm. In den südlichen Zentralalpen der Schweiz (Walliser Hochalpen bis 130 cm, Ober-Engadin bis 160 cm) regnet und schneit es verhältnismäßig weniger, weil jetzt die südwestlichen Winde vom Atlantischen Ozean her die Feuchtigkeit bringen und ihren Wassergehalt zunächst auf die Westalpen und die nördlichen Schweizer Alpenketten entladen. Auch für die einzelnen Berge und Täler sind die Grenzen der Waldregionen und der Schneegrenzen verschieden, je nach ihrer Lage zu höheren Bergzügen oder je nach der Himmelsrichtung²⁾. In den Schweizer Alpen variieren die Höhen der Schneegrenze von 2400 m (Säntisgebiet) bis über 3200 m (Monte Rosagruppe³⁾), also um nicht weniger als 800 m⁴⁾. Die oberen Waldgrenzen in den verschiedenen Teilen der Schweiz halten sich um 700—1000 m unter den örtlichen Schneegrenzen; in dieser Beziehung gelten keine allgemeinen Regeln,

¹⁾ In den Walliser Hochalpen bis 2700 m über dem Meere; in der Nordschweiz steigt die Alpenrose hinab bis 500 m (bei Schneisingen im Aargau südwestlich vom Kaiserstuhl am Rhein gelegen); in den Südalpen bis in 205 m Tiefe am Lago Maggiore.

²⁾ Vergl. das pflanzen-geographische Querprofil durch die Curfirstenkette, in C. Schroeter a. a. O., 1908, Tafel IV, wo auf dem tiefer absteigenden Südabhang der Laubwald um 400 m höher aufsteigt als auf der Nordseite.

³⁾ Vergl. die Karte der Linien gleicher Höhenlage der Schneegrenze in der Schweiz, nach Dr. Jegerlehner, in P. Jaccard a. a. O., 1909, S. 227.

⁴⁾ Vergl. unten das Kapitel 8 über die eiszeitlichen Schneegrenzen.

sondern je nach der Ortslage verändern sich die Werte im speziellen. Diese von Ort zu Ort wechselnden Verhältnisse müssen berücksichtigt werden bei Schlüssen auf frühere, auf diluviale Zeiten, so z. B. auf die altdiluvialen Schieferkohlen von Dürnten und Utnach.

Wir können nur den einen Schluß zulassen, daß die Flora der Schieferkohlen von Dürnten und Utnach im allgemeinen beweist, daß im oberen Glattale zur Zeit des Wachstums dieser Pflanzen ein Klima herrschte, welches dem jetzt dort herrschenden Klima ähnlich war; es war vielleicht nur etwas trockener; es war nicht mehr so warm wie zur pliocänen Zeit, aber es herrschte dort auch kein kälteres Klima als jetzt, jedenfalls nicht so kalt, wie es jetzt auf den Hochalpen über den Waldregionen herrscht, obwohl das Liegende und das Hangende der Schieferkohlenablagerung von Moränen der Eiszeit gebildet wird.

Wir wollen hier daran erinnern, daß die Gletscher der Alpen jetzt auch bis in die Waldregionen hinabsteigen. Die Gletscher der Montblancgruppe reichen bis 1100 m hinunter. Die unteren Enden der Gletscher I. Ordnung liegen in den Alpen im allgemeinen zwischen 1300 und 2000 m Meereshöhe¹⁾. Der am tiefsten hinabsteigende Alpengletscher ist der Untere Grindelwaldgletscher, der im Jahre 1818 noch in 983 m Tiefe mitten zwischen den hohen, üppig entwickelten Laubbäumen des warmen Grindelwalder Talbodens stand; seitdem ist er zurückgegangen; im Jahre 1870 endigte er in 1080 m, das ist immer noch tiefer als die obere Grenze der Nußbäume, welche im Berner Oberlande bis in 1157 m Höhe gut gedeihen. Wenn der Untere Grindelwaldgletscher im vorigen Jahrhundert vorgestoßen statt zurückgegangen wäre, so hätte er unter sich die Flora des Grindelwalder Talbodens begraben; und wenn diese Flora dann später als fossile Pflanzenreste ausgegraben würde, so wäre der Schluß auf eine wärmere klimatische, sogenannte „interglaziale“ Zeit falsch.

Daraus läßt sich schließen, daß auch zur Zeit der Dürntener und Utnacher Schieferkohlenflora der Rhein-Linthgletscher ganz nahe oberhalb dieser Orte mitten in der damaligen Waldregion, sowie nahe oberhalb der damaligen Torfmoore gestanden haben kann. Nichts zwingt uns dazu, anzunehmen, daß der Rhein-Linthgletscher, dessen

¹⁾ Albert Heim, Handbuch der Gletscherkunde. S. 77. Stuttgart. 1885.

Grundmoräne das Liegende der Schieferkohlenablagerung bildet, in der Zeit des Wachstums der Schieferkohlenpflanzen und der damaligen Torfmoore bis auf die höchsten Hochalpen, bis in 3000 m wie jetzt sich zurückgezogen haben sollte. Eine kurze Gletscherschwankung genügt, um die floristischen Bedingungen der Schieferkohlenpflanzen zu erklären.

Immerhin ist es von Wichtigkeit festzustellen, daß die fossile Flora von Dürnten und Uznach wesentlich abweicht von der jetzigen sogenannten hochalpinen Flora, und ebenso abweicht von der fossilen Flora aus den jungdiluvialen Dryastonen der Schweiz, eine Flora, welche wir gleich näher besprechen werden.

Außer den Pflanzen wurden in der Schieferkohlenablagerung von Dürnten—Uznach auch einige Tierreste aufgefunden; die Mehrzahl derselben hat schon O. HEER in seiner Urwelt der Schweiz beschrieben und zum Teil abgebildet. Die Unioniden und Süßwasserschnecken aus den Letten der Kohlenlager von Dürnten gehören denselben Arten an, welche noch jetzt in der Schweiz leben¹⁾. Aus der übrigen Fauna sind *Bos primigenius* Boj. der Urochs, *Cervus alces* L. Elch oder Elen, *Cervus elaphus* L. der Edelhirsch, *Ursus spelaeus* Blumb. der Höhlenbär nicht charakteristisch für einen bestimmten Horizont, weil ihre Reste sich in allen diluvialen Ablagerungen vorfinden. Dagegen sprechen zwei Tierarten für Altdiluvium: das sind *Elephas antiquus* Falc. und *Rhinoceros Merckii* Jaeg. Über diese Funde sagt OSWALD HEER (a. a. O., 1879, S. 527): „Von dem Elefanten wurden in Dürnten im Grunde des Kohlenflötzes neben großen Knochenresten zwei sehr schön erhaltene Backenzähne gefunden.“ Den einen Backenzahn bildet O. HEER ab (S. 528, Fig. 393); es ist in der Tat *Elephas antiquus*, der sich durch die geringe Anzahl und die größere Breite der Schmelzlamellen leicht von dem Mammut (*E. primigenius* Blumb.) unterscheiden läßt. „Von dem Nashorn wurde im Letten der Schieferkohlen von Dürnten ein fast vollständiges Skelett gefunden; es ging aber durch einen unglücklichen Zufall größtenteils verloren. Doch sind immerhin eine Anzahl von Knochen und einige Zähne uns zugekommen, welche die Art erkennen ließen;“ nach der Bestimmung von HERMANN VON MEYER war es *Rhinoceros Merckii*.

¹⁾ Vergl. F. Zschokke, Die Tierwelt der Schweiz in ihren Beziehungen zur Eiszeit. Basel. 1901. — Konrad Diem, Untersuchungen über die Bodenfauna in den Alpen. Diss. St. Gallen. 1903.

Diese beiden Tierarten finden sich in Mitteleuropa nur im älteren Diluvium; sie liegen z. B. in den altdiluvialen Sanden von Mauer bei Heidelberg und von Mosbach bei Wiesbaden; in jüngeren Diluvialablagerungen kommen sie nicht mehr vor: da finden wir nur noch *Elephas primigenius* Blumb. und *Rhinoceros tichorhinus* Cuv.¹⁾ Die Mosbacher Sande und ihre Fauna sind älter als die Haupteiszeit; in Mosbach wurden auch Zähne gefunden vom *Hippopotamus amphibius* L. var. *major* Cuv., Nilpferd, das auch in den älteren diluvialen Ablagerungen der Auvergne und des oberen Arnotales liegt. Sicherlich deuten diese Reste für die älteste Diluvialzeit auf ein wärmeres Klima als es während der Haupteiszeit in Europa geherrscht hat, wenn es auch nicht wärmer als das heutige Klima gewesen zu sein braucht.

Wenn demnach diese beiden Tierarten, *E. antiquus* und *Rh. Merckii*, für die Schieferkohlen von Dürnten—Utnach auf älteres Diluvium hinweisen, so scheinen mir auch die allgemeinen geologischen Verhältnisse der Schieferkohlenablagerung und ihre Lage im oberen Glattale für Altdiluvium, und zwar für ein Alter vor der Haupteiszeit, vor der großen Rißvergletscherung zu sprechen.

Nahe unterhalb der nach meiner Ansicht dem ältesten Diluvium, den Deckenschottern angehörigen Ablagerungen liegt eine etwas jüngere Terrasse, welche von Güntenstall bei Kaltbrunn nach Westen bis nahe oberhalb Utnach zieht, in Höhen von 490 bis 440 m über dem Meere. Diese Terrasse wurde zuerst durch CARL SCHMIDT und E. NEUWEILER bekannt²⁾, welche Pflanzenreste aus den tonigen Sanden im Bahneinschnitte bei Güntenstall sammelten.

¹⁾ Indessen liegt *Elephas primigenius* bereits im älteren Diluvium, so in Mosbach und Mauer zusammen mit *El. antiquus* und *Rhin. Merckii*. Die beiden letzteren Arten aber waren vor der Haupteiszeit ausgestorben; die Mammut dagegen überdauerten die ganze Eiszeit und waren noch in der jüngsten Diluvialzeit weit verbreitet in Europa und Asien (Sibirien). Vom *El. antiquus* stammt der afrikanische Elefant (*El. africanus* Blumb.) ab, so daß also die *meridionalis-antiquus*-Reihe vor der europäischen Haupteiszeit nach Süden auswanderte, während das Mammut sich an das etwas kältere glaziale Klima von Nordeuropa gewöhnte und bis in das nordöstlichste Sibirien vorgedrungen ist (vergl. meine Geologie von Deutschland II. Bd., S. 520).

²⁾ Carl Schmidt, Exkursion nach dem Rickentunnel, nach Utnach und der Toggenburg; in Berichten über die 38. Vers. des Oberrhein. geolog. Vereins zu Konstanz am 26. April 1905. S. 43. Stuttgart 1906; mit Profil. — E. Neuweiler, Über die subfossilen Pflanzenreste von Güntenstall bei Kaltbrunn; im Berichte der schweiz. botan. Ges. 16. Heft, S. 64—79. Bern. 1907.

Soeben als ich obiges geschrieben hatte, erhielt ich von H. BROCKMANN-JEROSCH seine wichtige Abhandlung über diese Ablagerung bei Güntenstall und ihre fossilen Pflanzen zugeschickt¹⁾.

H. BROCKMANN bringt eine Reihe von neuen wichtigen Beobachtungen sowohl über die fossile Flora der Eiszeit in der Schweiz wie über die geologische Lagerung der Güntenstaller Schichten. Aus den von E. NEUWEILER früher und von ihm später gesammelten Pflanzenresten aus den Tonen des 135 m langen und bis 9,4 m tiefen Bahneinschnittes bei Güntenstall schließt H. BROCKMANN, daß in dem Bachtale, aus welchem die Pflanzen in die „Delta“schichten des damaligen Gletscherssees eingeschlemmt wurden, die folgenden Laubbäume und Sträucher wuchsen:

a) Vorherrschend waren:

Tilia platyphyllos Scop. Die Sommerlinde.

Quercus robur L. Die Stieleiche (die einzige hier nachgewiesene Eichenart).

Corylus avellana L. Die Haselnuß.

b) Häufig waren:

Acer pseudoplatanus L. Der Bergahorn.

Tilia cordata Mill. Die Winterlinde.

c) Es traten an Menge zurück:

Weiden, Stechpalme, Pappeln, Eschen, Waldrebe (*Clematis*)

Schneeball (*Viburnum*) und der Spitzahorn (*Acer platanoides* L.).

Ebenso traten die Nadelhölzer zurück, von denen H. BROCKMANN in den Güntenstaller Tonen nachgewiesen hat:

Picea excelsa Lk. Fichte, Rottanne.

Abies alba Mill. Edeltanne, Weißtanne.

Pinus silvestris L. Kiefer, Föhre.

Taxus baccata L. Die Eibe.

¹⁾ Dr. H. Brockmann-Jerosch von Winterthur, Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Delta bei Kaltbrunn und deren Bedeutung für die Auffassung des Wesens der Eiszeit. Habilit. Schrift zur Erlangung der *Venia legendi* in Botanik an der Universität Zürich; mit geolog. Karte in 1:25000 der diluvialen Ablagerungen von Kaltbrunn und Uznach; erschienen im Jahrb. der St. Gall. naturwiss. Ges. St. Gallen 1910. — In dieser ausgezeichneten Abhandlung prüft H. Brockmann vom botanischen Standpunkte aus die bisherigen Lehrmeinungen über die diluvialen Floren und verwirft die Nathorst'sche Hypothese des „arktischen“ Klimas zur Eiszeit in den Voralpen.

Durch eine sorgfältige Vergleichung kommt H. BROCKMANN zu dem Schlusse, daß in dem damaligen Bachtale vorwiegend ein Laubwald wuchs, in dem Tannen und Eiben vorhanden waren; viele Moosreste der Güntenstaller Tone weisen ihrer Mehrzahl nach auf Grund der Bestimmung von CH. MEYLAN darauf hin, daß diese Moose aus einem Laubwalde stammen.

Auch H. BROCKMANN fand keine Buchenreste (*Fagus silvatica* L.), obwohl der Fruchtbecher (Cupula) und die stark kutinisierten Blätter der Buche sich fossil gut erhalten würden und leicht zu erkennen wären; da er nun andererseits die feuchten Boden fordernde Eiche in den Vordergrund stellt und der Buche einen kontinentalen (im Gegensatz zu den feuchtigkeitsliebenden ozeanischen Bäumen) Charakter gibt, kommt H. BROCKMANN zu dem Schlusse: „Die Vegetation zur Zeit der Ablagerung der Güntenstaller Tone unterscheidet sich ganz bedeutend von der heutigen, eine Anzahl feuchtigkeitsliebender Laubbäume herrschten vor, die mit mehr kontinentalen Ansprüchen traten zurück.“

Dieser Schluß H. BROCKMANN'S ist dadurch falsch geworden, daß er eine ganz lokal in einem Bachtale nahe den Gletschern wachsende Flora, die aus ihrer Umgebung naturgemäß viel Feuchtigkeit erhielt, durch eine willkürliche Verallgemeinerung für eine „ozeanische“ erklärte; umgekehrt aber die Buche, welche bekanntlich jetzt nur in feuchten Gebieten wächst, für einen „kontinentalen“ Baum hält. Dies widerspricht aller Erfahrung und dem oben angeführten Ausspruche des ersten Pflanzengeographen A. GRISEBACH, daß die Buche das ausgezeichnetste Kennzeichen des ozeanischen Klimas ist. Daß die Buche sich erst in der postglazialen, jungdiluvialen, prähistorischen Zeit in Westeuropa ausgebreitet hat, steht fest und deutet darauf hin, daß erst in dieser jüngsten Diluvialzeit ein feuchteres, ein ozeanisches, ein atlantisches Klima in Westeuropa zur Herrschaft gelangte, während vorher zur älteren und mittleren Diluvialzeit in den Alpen, in der Schweiz und in Deutschland im allgemeinen ein kontinentales, trockneres Klima herrschte, so daß Lößsteppen möglich waren.

Es ist ein Irrtum zu glauben, daß die Eiszeit in den Alpen und im norddeutschen Tieflande durch ein feuchteres Klima von Europa hervorgerufen wurde; im Gegenteil: Europa besaß im Eiszeitalter ein kontinentales, kein ozeanisches Klima.

Wegen des feuchteren, ozeanischen Klimas von Westeuropa liegt in den Alpen jetzt die obere Grenze der Buche im allgemeinen höher als diejenige der Eiche¹⁾. Da nun das Fehlen der Buche in den altdiluvialen Ablagerungen von Mitteleuropa die Regel ist, so dürfen wir daraus schließen, daß zur älteren Diluvialzeit in Mitteleuropa ein kontinentales, nicht ein ozeanisches Klima herrschte, oder mit anderen Worten, daß die ozeanischen Westküsten weiter als jetzt entfernt lagen von Mitteleuropa.

Wir können in den uns bis jetzt bekannten diluvialen Pflanzenablagerungen in der Schweiz nur zwei verschiedene Floren unterscheiden: erstens eine Waldflora, deren Bäume, Sträucher, Kräuter und Moose wir in ausgezeichneter Weise durch die Aufzählung der fossilen Pflanzen aus den sandigen Tonen von Güntenstall durch E. NEUWEILER und H. BROCKMANN kennen gelernt haben. Zu dieser alpinen Waldflora kommt in der von OSWALD HEER beschriebenen etwas älteren diluvialen Flora aus den Schieferkohlen von Dürnten—Uznach noch eine größere Anzahl von Teich- und Sumpfpflanzen hinzu, da die Pflanzenreste der Schieferkohlen in einen Süßwassersee eingeschlemmt wurden. Und zweitens die sogenannte Dryasflora.

Dryastone.

Die zweite Diluvialflora der Schweiz ist diejenige der Dryastone. Diese im ganzen recht arme Flora wurde in der Schweiz bekannt aus den auf Jungmoränen lagernden Bändertonen von Melligen im Kanton Aargau, aus den unter einem Torfmoore und über Moräne liegenden Tonen des Krutzelriedes bei Schwerzenbach am Greifensee und von einigen anderen Orten.

Ich will hier nur die Dryastone aus dem Krutzelried berücksichtigen, weil dieser Fundort nahe unterhalb Dürnten im oberen Glattale liegt, und die Schichtenfolge und ihre Pflanzenreste von hier besser bekannt sind als von den wenigen anderen Orten, von denen wir noch die Dryastone in der Schweiz kennen²⁾.

¹⁾ Wenn auch nicht um ca. 500 m, wie H. Brockmann (S. 63 a. a. O. 1910) angibt; denn die Buchengrenze liegt in der Nordschweiz zwischen 1300 und 1350 m, die Eichengrenze bei 1000—1100 m über dem Meere; vergl. C. Schröter a. a. O. 1908. An einzelnen Orten steigt jetzt die Eiche in Höhen von 1200 und 1300 m.

²⁾ E. Neuweiler, Beiträge zur Kenntnis schweizerischer Torfmoore. 1. Krutzelried, S. 38—52; in Vierteljahrsschrift d. naturforsch. Ges. in Zürich. 46. Jahrg.

Noch heute liegen in der Gegend des Pfäffiker und Greifensees zahlreiche Sumpfwiesen und Torfmoore, in denen Torf gestochen wird; die ausgestochenen Wasserlöcher werden von den nachwachsenden Pflanzen mit der Zeit wieder ausgefüllt. Die Moore bauen sich zum Teil auf altem Moränenboden, zum Teil auf Seekreide auf; der letztere Fall trat ein, wenn zuerst eine Zeit lang offene Seefläche, wie jetzt der Greifensee, vorhanden war, die sich erst später in einen Pflanzensumpf allmählich umwandelte.

Auf den Jungmoränen unterhalb des Greifensees liegt in einer flachen Mulde das Krutzelried in 450–455 m über dem Meere. Direkt auf der Moräne lagern sich die feinsandigen Letten, die sogenannten Dryastone: ein feiner, grauer, gebänderter Glazialschlamm, von den Gletscherbächen in einen Teich eingespült. Durch die ganzen Bändertone von 3–4 m Mächtigkeit hindurch finden sich die Zweige, Blätter, Samen der spezifischen Glazialpflanzen; doch hatte E. NEUWEILER durch sorgfältiges Sammeln der Pflanzenreste aus Schichtproben von je 20 cm Abstand festgestellt, daß etwa von der Mitte des Profiles an die glazialen Pflanzen an Menge zurückgehen und den gemäßigten Pflanzentypen Platz machen; er schloß daraus, daß der Gletscher sich allmählich immer weiter von dem Orte der Ablagerung der Letten im Krutzelried zurückgezogen habe. Über dem Dryastone lagert direkt und ohne irgend eine trennende Schicht der Torf in verschiedener Mächtigkeit bis zu mehreren Metern. Mit der untersten Torfschicht (Lebertorf, Gytja) hört sofort die glaziale Dryasflora auf, und es tritt eine Flora mit den heutigen Wärmeansprüchen ein. Mit Recht schließt H. BROCKMANN (S. 110) hieraus, daß die Pflanzen, die den Torf bilden, in nächster Nähe wachsen mußten, um so schnell die vom Eise befreiten Gebiete besiedeln zu können. Da außerdem, wie erwähnt, in dem Dryastone selbst schon wärmeliebende Pflanzen neben den „glazialen“ liegen, so folgt, daß auch die Dryasflora, welche bisher

Zürich. 1901. — A. C. Nathorst, der beste Kenner der glazialen Flora Skandinaviens, hatte bei einem Besuch im Jahre 1872 die Dryastone von Krutzelried zuerst entdeckt. — Vergl. auch das große Werk von J. Früh und C. Schröter, *Die Moore der Schweiz*, in Beiträge zur Geologie der Schweiz; Geotechnische Serie, III. Liefg. Bern 1904' S. 350ff., *Die Glazialflora der Dryastone*. — Ein maßgebendes Urteil über die sogenannte „arktische“ Flora der Dryastone hat H. Brockmann in seiner neuesten Abhandlung a. a. O. 1910, S. 106 ff.: die Dryastone, abgegeben; er weist nach, daß die Flora der Dryastone kein arktisches Klima verlangt.

für ein Anzeichen von „arktischem“ Klima galt, hier im Krutzelried sich auf den Jungmoränen zu einer Zeit angesiedelt hat, in welcher keineswegs in der Schweiz ein „arktisches“ oder auch nur kaltes Klima herrschte, und daß „es die Temperaturverhältnisse allein nicht gewesen sein können, welche die Dryasflora veranlaßten“ (H. BROCKMANN a. a. O., S. 117).

Die Flora aus den Dryastonen des Krutzelriedes ist nach H. NEUWEILERS Bestimmungen:

a) Moose:

Pseudoleskea atrovirens Dicks.

Hypnum falcatum Briel.

— *Lindbergi* Lindb.

— *trifarium* Web. et Mohr.

Diese Moose wachsen noch jetzt im Kanton Zürich.

b) Andere Pflanzen:

Potamogeton filiformis Pers.

— *natans* L.

Diese Laichkräuter kommen jetzt häufig in Teichen, Sümpfen und Flüssen der Schweiz und in Deutschland vor.

Phragmites communis Trin. Das überall in stehenden oder langsam fließenden Gewässern wachsende Schilfrohr.

Salix myrtilloides L. Die Heidelbeerweide; wächst in waldigen Torfsümpfen in Deutschland.

Salix reticulata L. Die netzadrigige Weide; wächst jetzt in Bayern wie in der ganzen Alpenkette; ebenso sehr verbreitet auf den anderen Hochgebirgen der nördlichen Halbkugel und in der arktischen Zone. Dieses kleine „Erdholz“ mit kriechenden Stämmchen gilt bei den Botanikern als eine „uralte Glazialpflanze“ (siehe C. SCHRÖTER a. a. O., 1908, S. 211), obwohl sie doch erst in diesen jungdiluvialen Dryastonen zum ersten Male auftritt.

Salix polaris Wg. Die Polarweide kommt jetzt nur im arktischen Gebiete vor.

Salix retusa L. Die stumpfblättrige Weide bildet Strauchrasen auf steinigem Boden, auf Fels und Schutt; über alle mitteleuropäischen Gebirge verbreitet bis nach Griechenland, auch im Altai; fehlt dem arktischen Gebiete.

Salix herbacea L. Die krautartige Weide bildet einen dichten grünen Teppich sowohl auf den Hochalpen, wo der Schnee lange liegen bleibt, bis über 2000 m, als auf allen anderen Hochgebirgen Eurasiens; wächst aber auch auf dem Riesengebirge und in den Sudeten, endlich überall in den arktischen Ländern; auch im westlichen Irland.

Betula nana L. Die Zwergbirke. Dieser kleine, kaum 1 m hohe Strauch wächst jetzt überall in Mitteleuropa auf Torfmooren in den Gebirgen, in der Schweiz auf den Hochmooren häufig, so bei Einsiedeln und im Jura; überall in den arktischen Ländern, auch auf Spitzbergen.

Polygonum viviparum L. Der knöllchentragende Knöterich, eine allgemein verbreitete Wiesenpflanze der Alpen und Voralpen (500 bis 3000 m) und aller Gebirge in Eurasien; auch in den arktischen Gebieten überall.

Dryas octopetala L. Die Silberwurz; ihr niedriges Strauchwerk umklammert reichbewurzelt den Schutt der Berge; eine xerophytische Pflanze, welche nasse oder auch nur feuchte Orte entschieden meidet¹⁾, was für die Beurteilung der diluvialen Fundorte von *Dryas* wichtig ist; „über Schutthalden zieht sie ihre meterbreiten Teppiche“. Sie wächst jetzt auf Felsgehängen der Alpen und in den Flußtälern der bayerischen Hochebene; obwohl ihre Hauptverbreitung in den Hoch- und Schneeregionen (1500—2800 m) der Hochalpen, des Kaukasus und aller Hochgebirge von Eurasien, sowie in den arktischen Ländern liegt, steigt sie jetzt tief herunter (an der Isar bei München in 470 m); ja sie wächst z. B. im westlichen Irland in nur 30 m über dem Meere mit Eichen, Eiben, Stechpalmen²⁾; dort in Irland findet sich auch in 580 m Höhe *Salix herbacea*.

Azalea procumbens L. Die Alpenazalee überzieht mit ihren dichten grünen Strauchrasen und ihrem knorrigen Astwerk den Boden in den Hochalpen sowohl auf Fels und auf trockenen Heiden mit Erika als auf Hochmooren mit Sphagnum; sie bleibt meist oberhalb der Baumgrenze in 1350—3000 m Höhe über dem Meere, steigt aber auch in den Voralpen bis Salzburg hinab. Sie wächst auf allen Gebirgen

¹⁾ C. Schröter a. a. O., 1908, S. 191.

²⁾ H. Brockmann a. a. O., 1910, S. 125.

Eurasiens von Altai bis Dalmatien; in der ganzen Arktis bildet sie einen Hauptbestandteil der Zwergstrauch-Tundra.

Arctostaphylos uva ursi Spr. Die immergrüne Bärentraube, eine Ericacee, ein Teppichstrauch mit dicken lederartigen immergrünen Blättern, wächst auf trockenen Felshalden oder in den Föhren- und Lerchenwäldern der Hochalpen von 1700—2700 m am häufigsten; steigt auch herunter in die Tiefschweiz (Lägernkette) und wächst in Deutschland auf Heiden und in sandigen trockenen Nadelwäldern. Überall auf den Tundren der arktischen Gebiete und weit verbreitet in Europa, Asien und Amerika.

Ich habe diese Pflanzen aus den Dryastonen von Schwerzenbach am Greifensee deswegen hier genauer charakterisiert, weil bei den Geologen in der Regel nicht bekannt ist, daß die sogenannten „uralten Glazialpflanzen“ jetzt eine sehr weite Verbreitung besitzen; wenn diese Zwergsträucher wie die Dryas, die Azaleen, die kriechenden Weiden, die Bärentrauben auch vorwiegend in den Hochalpen und auf den Hochgebirgen Eurasiens, sowie auf den Tundren der arktischen Länder wachsen, so steigen sie doch häufig tief hinab in warme Gegenden wie die Dryas selbst, die nicht nur in der bayerischen Hochebene, sondern durch ganz Europa von Irland bis Illyrien zu finden ist. Dabei sind es meist xerophytische Pflanzen, welche nasse oder auch nur feuchte Standorte meiden. Aus dem Funde einer solchen Flora in Dryastonen darf also nicht geschlossen werden auf ein kaltes oder feuchtes Klima von Europa zur Zeit ihrer Ablagerung. Die Schlüsse müssen sich hierbei ganz spezialisieren: die Dryastone lagern in der Schweiz nur auf den Jungmoränen oder innerhalb ihrer Moränenwälle; die Pflanzenteile sind von den Gletscherbächen in stehendes Wasser eingeschlemmt; diese Zwergsträucher überkleideten mit ihren grünen Polstern und Teppichen die trockenen Schutthalden der Moränen und die Felsböden, nachdem der Gletscher sich kurz vorher zurückgezogen und diese Steinflächen kahl zurückgelassen hatte¹⁾.

Ich stimme daher ganz überein mit H. BROCKMANN (a. a. O. 1910, S. 160), wenn er aus seiner Betrachtung der fossilen Pflanzenreste

¹⁾ H. Brockmann a. a. O., S. 129 erwähnt, daß in den Dryastonen der Schweiz bis jetzt noch kein Baumpollen nachgewiesen wurde, während N. O. Holst in den glazialen Tonen mit *Dryas* und *Salix reticulata* auch Pinuspollen in solcher Menge gefunden hat, daß der Kiefernwald in nächster Nähe gestanden haben muß.

von Kaltbrunn den Schluß zieht, daß zur Bestimmung des geologischen Alters der diluvialen Ablagerungen der Charakter der Flora nicht maßgebend ist, und daß es unzulässig ist, auf Grund einer Diluvialflora ermitteln zu wollen, wie weit die Schneegrenze sich damals zurückgezogen hatte.

Die Gletscher steigen noch jetzt, wie oben erwähnt, bis in die Waldregionen der Alpen und anderer Hochgebirge hinab. Z. B. führt H. BROCKMANN den Tronador-Ost-Gletscher an, der vom Vulkan Tronador (3463 m), auf der Grenze zwischen Patagonien und Chile gelegen, herabfließt; Buchen und zum Teil immergrüne Sträucher wachsen dort bis auf die Moräne, unter der noch das Gletschereis lagert. Daher können nicht die sogenannten Interglazialzeiten in den Alpen begründet werden auf fossilen Pflanzenlagern, die irgendwo zwischen glazialen Schottern oder Moränen liegen.

Die Dryasflora ist außer von Schwerzenbach aus der Schweiz noch bekannt geworden: im Kanton Zürich von Hedingen (ca. 650 m), Bonstetten (550 m), Schönenberg (740 m); im Kanton Luzern von Wauwyl (507 m); im Kanton Thurgau bei Niederwil (420 m) und endlich von Mellingen (353 m) im Aargau. An allen diesen Orten lagern die „Dryastone“ innerhalb der Jungmoränen. In der Ziegeleigrube nahe dem Bahnhofe Mellingen¹⁾ ist ein 18—20 m mächtiger grauer Bänderton aufgeschlossen, der in einem Stausee oberhalb der Ringwälle der Jungmoränen von den Schmelzwässern des im Rückzuge begriffenen Reußgletschers zum Absatz kam; es ist der typische magere und sandige Gletscherschlamm, wie er in allen gleichen Fällen, auch im norddeutschen Tieflande (z. B. bei Merseburg a. d. Saale), in den glazialen Stauseen abgelagert wurde.

Die genannten Fundorte der Dryasflora in der Schweiz gehören sämtlich der letzten Rückzugsperiode der Alpengletscher an; sie liegen alle in der Moränenlandschaft des Schweizer Molassegebiets und entsprechen mit ihren vermoorten Senkungen auf den Moränen genau dem Krutzleried bei Schwerzenbach. Die Dryastone der Schweiz, soweit wir sie bis jetzt kennen, sind also supramoränale fluviatilakustre Ablagerungen aus der letzten Rückzugsperiode der diluvialen alpinen Gletscher.

¹⁾ Unter der liebenswürdigen Führung von Prof. F. Mühlberg in Aarau habe ich mehrmals diese interessante Gegend besucht.

Die Dryasflora in diesen Bändertonen zeigt nicht für die Zeit ihres Wachstums ein kälteres Klima für die Alpen an, sondern kennzeichnet nur einen lokalen Vegetationscharakter: die Zwergsträucher wuchsen auf dem Felsschutt der Moränen als erste Pioniere der Vegetation, nachdem der Gletscher eben seine Moränen an diesem Orte verlassen hatte, im Rückzuge aus der jüngsten Moränenlandschaft des alpinen Vorlandes. Der Wald folgte der Dryasflora später nach und überkleidete dieselben Moränen, auf denen die Zwergsträucher einen ersten Vegetationsboden erzeugt hatten.

Eine Waldflora aus dem Eiszeitalter ist aus der Tiefschweiz noch von einigen anderen Orten bekannt geworden. Im Birstale bei St. Jakob oberhalb Basel hatte J. B. GREPPIN zuerst sandige Tone zwischen fluvioglazialen Schottern mit *Carpinus betulus* L., der Hainbuche, entdeckt; A. GUTZWILLER zeigte uns im Frühjahr 1907 die neu aufgegrabene Stelle: es waren sandig-tonige Einlagerungen innerhalb der Niederterrassenschotter; also keine sogenannten interglazialen Bildungen¹⁾.

Einen zweiten Fundort einer Schieferkohle wie diejenige von Uznach kannte schon OSWALD HEER (Urwelt der Schweiz. 2. Aufl. 1879. S. 518) von Mörschwyl (546 m), zwischen St. Gallen und Rorschach gelegen; aus den dortigen Kohlenflötzen, die 0,25—1,3 m mächtig waren, erwähnte O. HEER eine Anzahl der oben angegebenen Pflanzen von Dürnten und Uznach. A. GUTZWILLER hat nachgewiesen, daß die Kohlenlager von Mörschwyl ebenso von glazialen Geschiebelehmen unterlagert werden wie die von Uznach und Dürnten, so daß sie unzweifelhaft der Eiszeit angehören; ebenso werden sie von Moränen bedeckt. Aber aus welcher Zeit die Moränen stammen, bleibt zweifelhaft; wegen der Ähnlichkeit der Lagerung halte ich die Mörschwylener Kohlenlager wie die von Uznach und Dürnten für

¹⁾ A. Gutzwiller, Das Alter der fossilen Pflanzen von St. Jakob an der Birs bei Basel. Verh. d. Naturforsch. Ges. Basel. 19. Bd., Heft 3, S. 208—220, mit zwei Taf. Abb. Basel. 1908. — A. Gutzwiller folgt O. Heer, indem er die Pflanzen von St. Jakob der Flora von Uznach und Dürnten gleichstellt, und folgt Ed. Brückner, indem er beide Ablagerungen in die „Achenschwankung“ setzt (S. 219); die Schneegrenze soll damals nach Ed. Brückner bis zu 2000 m Höhe zurückgegangen sein. Das sind alles ganz willkürliche Annahmen, wie schon daraus erhellt, daß Ed. Brückner und A. Penck in ihrem Werke die Schieferkohlen von Uznach schließlich (S. 1157) in die Riß-Würm-Interglazialzeit versetzen.

altdiluvial, aus der Zeit der Deckenschotter, also vor der Hauptvergletscherung.

Aus dem Gebiete des Rhonegletschers kennt man Schieferkohlen von Grandson am Neuenburger See; nach E. RENEVIER soll das 1—2 m mächtige Flötz auf Seekreide und zwischen glazialen Ablagerungen liegen; die Flora dieser Kohlen ist noch nicht näher untersucht worden.

Aus den mit Sicherheit, besonders nach den Früchten bestimmten fossilen Resten von Waldbäumen und dem Walde angehörigen Sträuchern und anderen Pflanzen, die aus den Schweizer intramoränen Ablagerungen bisher beschrieben worden sind, geht nach übereinstimmender Ansicht der Schweizer Botaniker als gewiß hervor, daß die Waldvegetation während der Eiszeit in den Alpen im großen und ganzen dieselbe war wie jetzt. Dabei muß aber beachtet werden, daß die Fundorte der diluvialen Ablagerungen mit solchen Pflanzenresten sämtlich nicht in den Hochalpen oder in den hochalpinen Tälern liegen, sondern am Nordrande der Alpen und in der Tiefschweiz in Höhen von 500—600 m über dem Meere; da nun die Waldregion jetzt in den Alpen in verschiedenen Höhen liegt — die obere Grenze des Waldes z. B. am Säntis in 1550 m, am Monte Rosamassiv in 2250 m¹⁾ — und da der Laubwald in Höhen von 1200—1500 m hinaufsteigt, so kann z. B. die Eichwaldvegetation aus den glazialen Tonen von Güntenstall kein Maß abgeben für das Klima des Fundortes; es kann damals, als dort im Bachtale oberhalb Güntenstall die Eichen, Linden, Ahorn, Fichten, Eiben usw. wuchsen, kälter als jetzt im Linthboden gewesen sein — wir haben noch 800—1000 m Spielraum bis zur oberen Grenze der Laubbäume; wahrscheinlich wird es kälter gewesen sein, und zwar deswegen, weil der Rhein-Linthgletscher nahe oberhalb des Fundortes der fossilen Pflanzen stand. Der Rhein-Linthgletscher aber war damals so tief in das Linthtal hinabgestiegen, weil nach meiner Annahme die Alpen (und ganz Europa) höher über dem Meeresspiegel, und weil die Nordalpen weiter entfernt vom Atlantischen Ozean standen als jetzt.

Von den Ansichten H. BROCKMANNs weiche ich insofern ab, als ich für die alpine Eiszeit ein kontinentales, nicht ein ozeanisches

¹⁾ Vergl. das Diagramm 12 der Schnee- und Waldgrenzen in den Schweizer Alpen, unten Kapitel 8.

Klima annehme. Die Eichwaldflora kann ebensogut von unten, durch Bäche und Grundwasser, wie von oben, durch Regen, befeuchtet werden. In unserer Rheinebene, in der nur 50—60 cm jährliche Niederschläge fallen, gedeihen die schönsten Eichwälder in den Niederungen, in denen das Grundwasser hochsteht; auf den Sanddünen dagegen wächst nur Kiefernwald. Die Dryasflora bildete keine allgemein verbreitete Region am Rande der Alpen, sondern sie wuchs ganz örtlich beschränkt auf den Moränen der zurückweichenden Gletscher, deren kalte Abwässer zunächst keine Waldflora, sondern nur die Sträucher der Dryasgesellschaft aufkommen ließen.

Weder die Eichwald- noch die Dryasflora gestatten genauere Rückschlüsse auf das Klima und die Höhenlinien ihrer Standorte; denn die Pflanzen beider Floren wachsen jetzt in den verschiedensten klimatischen Zonen und in den verschiedensten Höhen über dem Meere.

Die Diluvialzeit hat in den Alpen mit den in den pliocänen Tälern vorrückenden Gletschern begonnen; insofern gibt es in den Hochalpen keine präglaziale Diluvialzeit; wohl aber könnten präglaziale Ablagerungen in den Voralpen (ehe die Gletscher bis an die Alpenränder vorgedrungen waren) vorhanden sein; solche präglazialen Ablagerungen kennen wir aber nicht: denn die ältesten Deckenschotter z. B. sind bereits glaziale Flußschotter.

Das Klima zur ältesten Diluvialzeit war in den Voralpen wahrscheinlich kein wärmeres und kein kälteres als das jetzt dort herrschende: das beweist die altdiluviale Flora von Dürnten und Utnach. Während der größten Ausbreitung der Gletscher ist es jedenfalls in den Alpen kälter als jetzt gewesen; denn sonst hätten sich eben die Gletscher nicht so weit ausbreiten können. Ich nehme eine größere Höhe der Alpen zur Haupteiszeit an, daher auch eine niedrigere Temperatur als jetzt und stärkere Niederschläge auf den Hochalpen. Zur jüngeren Diluvialzeit sanken die Alpen mit dem ganzen europäischen Kontinente tiefer ab; infolgedessen erhöhte sich die Temperatur in den Voralpen wieder. Bis zum Ende der Lößformation, also vor der sogenannten jüngsten Eiszeit (= Würmvergletscherung), herrschte in den Voralpen und in Mitteleuropa ein kontinentales Klima, sodaß Lößsteppen in großer Ausdehnung entstehen konnten. Erst nach dieser Lößzeit sanken die atlantischen Kontinente ungefähr bis

zu den jetzigen Westküsten von Europa unter den Meeresspiegel: erst dadurch kam über West- und Mitteleuropa ein feuchteres, ozeanisches Klima; vermutlich entstand damals der Golfstrom, der soviel warme Feuchtigkeit für Westeuropa mitbringt. Erst damals fingen die Buchenwälder an über West- und Mitteleuropa sich auszubreiten; noch heute fliehen sie das kontinentale Klima von Osteuropa¹⁾.

Die Lagerung der Schieferkohlen.

Betrachten wir nun die geologische Lagerung der Schieferkohlen von Utnach, Dürnten und Wetzikon, ob wir aus denselben ein bestimmtes Alter entnehmen können, so kommen wir auch hier, meiner Ansicht nach, sowie nach der Fauna (*Elephas antiquus* und *Rhinoceros Merckii*) auf eine altdiluviale Stufe.

Die bisherige Annahme war die, daß die Schieferkohlen während der interglazialen Zeit zwischen der Haupteiszeit (= Rißvergletscherung) und der jüngsten Eiszeit (= Würmvergletscherung) sich abgelagert hätten. Irgendwelche bestimmten Gründe für diese Zurechnung werden weder von den Schweizer Geologen²⁾ noch von A. PENCK und ED. BRÜCKNER³⁾ in ihrem Werke angegeben.

Wie ich oben angab, lagert zunächst über der miocänen Molasse, zum Teil auf steilgestellten Schichten der Molasse, z. B. im Gubel bei

¹⁾ Die Schweiz teilt jetzt „die Vorzüge, welche dem ganzen westlichen Europa durch den Einfluß der warmen atlantischen Luft- und Wasserströmungen zukommen“; siehe: Das Klima der Schweiz auf Grundlage der 37jährigen Beobachtungsperiode 1864—1900, bearbeitet von Jul. Maurer, Rob. Billwiller jr. und Clem. Hess. I. Bd. S. 63. Frauenfeld. 1909. Die Stationen Basel mit 10,9° und Lugano mit 13,3° mittlerer Jahrestemperatur übertreffen um beinahe 4° die von Dove und Wild für die gleiche Breite gegebene Normaltemperatur. Wenn die abnormale Erwärmung von Westeuropa um diese 4° dem Golfstrom allein zu verdanken wäre, so könnten wir die diluviale Vergletscherung der Schweizer Alpen vorwiegend dem Umstande zuschreiben, daß der Golfstrom während der Diluvialzeit die heutigen Westküsten von Europa nicht erreichte oder daß er überhaupt nicht in seiner jetzigen Form existierte.

²⁾ A. Aeppli a. a. O., 1894, S. 98 gibt als Grund für Zurechnung der Schieferkohlen des Glattales zur „II. Interglazialzeit“ einmal an: „weil sie im Tal liegen“. Außer diesem unbestimmten Ausdrucke habe ich nichts in der Schweizer Literatur darüber gefunden.

³⁾ Ed. Brückner erklärte zuerst (a. a. O. S. 531) die Utnacher Schieferkohlen für postglazial und stellte ihre Ablagerung in die sogenannte „Achenschwankung“, über die wir noch sprechen werden. Später versetzte A. Penck (dasselbe Werk, S. 1157) die Utnacher Schieferkohlen wieder zurück in die Riß-Würm-Interglazialzeit.

Uznach, sowie unter den Dürntener Schieferkohlen bis 10 m mächtige lettige Grundmoräne, in der gekritzte und geschrammte Geschiebe von Glarner (Sernifite) und Bündner (Punteljasgranite) Gesteinen liegen; dadurch wird bewiesen, daß sich zunächst der Rhein-Linthgletscher hier befand; dieser Gletscher zog sich nach der Ablagerung dieser ältesten Grundmoräne bis oberhalb Uznach zurück und es bildeten sich nun in den Senkungen auf der ungleichen Oberfläche der Moräne offene Teiche oder Seen, in denen zunächst Gletscherschlamm und Seekreide sich ablagerten; über diese unreine, bis 1 m mächtige Seekreide wurden dann die Pflanzen eingeschwemmt und setzten sich in der Form der Schieferkohlen ab. Gerade wie jetzt der Greifen- und Pfäffiker See waren die flachen Ufer der Seen und Teiche stark vermoort, es wuchsen Schilf und andere Wasserpflanzen, deren Reste mit den Waldbäumen und Sträuchern zusammen unter Wasser verkohlten. Vielfach wurden gleichzeitig mit den Pflanzen sandige Tone, Gerölle und Kiese in die Seen von Bächen und Flüssen eingeflößt, so daß die bis 3 und 4 m mächtigen Kohlenflötze mit diesen Sedimenten wechsellagern.

Abwärts von Dürnten und Wetzikon stehen in dem tiefen Einschnitte der Aa, die unterhalb Uster in den Greifensee ausmündet, mächtige Schotter an, welche H. BODENBURG (a. a. O., 1909, S. 41) „Aatalkies“ genannt hat; es sind kalkig-sandig verkittete fluvioglaziale Schotter, aus nuß- bis über faustgroßen Geröllen bestehend; große Blöcke sind selten, ganz große fehlen. Die Schotter sind oft sehr fest zu Nagelfluh verkittet, an anderen Stellen sieht man eine lockere Sandverkittung; Sandschichten sind selten. Die Aatalkiese werden bis 50 m mächtig.

Die Gerölle bestehen zumeist aus Kalksteinen, daneben kommen sowohl Glarner (Sernifite) als Bündner (Rofnaporphyr, Puntaiglasgranit, Diorit usw.) vor. Es besteht daher kein Zweifel, daß diese Aatalkiese als fluvioglaziale Schotter der Rhein-Linthgletscher anzusehen sind.

Ich betrachte diese „Aatalkiese“ als Hochterrassenschotter und parallelisiere sie den Hochterrassenschottern auf dem Albiskamm.

Die Schieferkohlen von Uznach, Dürnten und Wetzikon sind meiner Ansicht nach älter als die Aatalkiese, nicht jünger, wie H. BODENBURG glaubte; denn unter den Schieferkohlen lagert nur Grundmoräne; Schotter lagern nur über den Schieferkohlen, auch

bilden sich Seen und Sümpfe wohl in den Senken auf der unregelmäßigen Oberfläche der wasserhaltigen, fettigen Grundmoräne; sie können aber nicht auf den wasserdurchlässigen, sandigen Schottern entstehen. Auch liegt direkt über den Aatalkiesen die jüngere Grundmoräne und stehen die Drumlins.

Durch die Schmelzwasserflüsse des wieder vorrückenden Rhein-Linthgletschers wurden die Schotter (Aatalkiese) über die Schieferkohlenablagerungen geschüttet. Zuletzt kam der Gletscher selbst wieder heran und wälzte sich über das obere Glattal fort: sowohl die Aatalkiese als seine eigenen Stirn- und Seitenmoränen hobelte er ab und zog die Geröll- und Blockmassen in der NW-Richtung seines fortgleitenden Vorstoßes zu den charakteristischen Drumlins aus, welche wir über die weiten Flächen des oberen Glattales von Dürnten—Wetzikon bis über den Pfäffiker- und Greifensee sich hinziehen sehen¹⁾.

Von dieser Zeit an rückte der Rhein-Linthgletscher immer weiter talabwärts; die Alpen stiegen höher empor, erzeugten daher die große Vergletscherung, welche schließlich den Rheingletscher bis an den Südrand des Schwarzwaldes vorstoßen ließ.

Daß das obere Glattal ein altes Tal ist, älter als das Zürcher Seetal, können wir an den Höhendifferenzen nachweisen: die Schieferkohlen von Dürnten lagern in 530—540 m, die darüber hinziehende Drumlinlandschaft in 500—560 m über dem Meere. Die gleichalterigen Decken- und Hochterrassenschotter auf dem Albiskamm lagern in 800—900 m Höhe. Zwischen beiden Gebieten schneidet das Zürcher Seetal bis in eine Tiefe von 266 m (409—143 m) über dem Meere.

Diese Höhendifferenzen lassen sich meiner Ansicht nach nur durch tektonische Bewegungen und durch eine jungdiluviale Erosion des Zürcher Seetales erklären, wie ich bereits oben auseinandergesetzt habe.

Wir können jetzt nach Erörterung des Alters der Uznach-Dürntener Schieferkohlen als einer altdiluvialen Bildung die geologische Geschichte dieser Gegend noch näher ausführen.

Rhein und Linth hatten sich zur pliocänen Zeit ein Tal gegraben über den Walensee und über Uznach—Dürnten, durch das Glattal über

¹⁾ Siehe die geologische Karte dieser Drumlinlandschaft von H. Bodenburg im Maßstabe 1 : 25000. Zürich. 1909. — Drumlins können sich naturgemäß nur beim Vorstoß, nicht beim Rückzuge eines Gletschers bilden.

Uster, Wallisellen, Bülach bis hinunter zum jetzigen Reintale unterhalb Glattfelden. Vom Beginn der Vergletscherung der Alpen an rückte der Linthgletscher von den Firnfeldern am Tödi und der Rheingletscher aus den Bündner Hochtälern herab, sie vereinigten sich oberhalb Uznach und drangen im oberen Glattale abwärts. Der Zürcher See mit seinen hohen Uferbergen kann noch nicht bestanden haben, denn der älteste Rhein-Linthgletscher überflutete nach seinem Austritt aus dem Hochgebirge die ganze Molasselandschaft des Vorlandes gleichmäßig, so daß wir jetzt die Reste der ältesten Moränen und der ältesten fluvio-glazialen Schotter auf dem Albiskamm und Uetliberge finden. Weiter nach Norden sind damals in der altdiluvialen Zeit die Gletscher nicht vorgedrungen, denn nördlich von Uetliberg finden wir wohl Deckenschotter, aber keine dazu gehörigen Moränen.

Danach zog sich der Rhein-Linthgletscher wieder zurück, wenigstens 50 km weit (vom Uetli bis Walensee); auf der Oberfläche der vom Gletscher verlassenen Grundmoränen blieben in den Senken Teiche, Seen und Moore zurück, in denen die Schieferkohlen von Uznach—Dürnten sich bildeten. Die Pflanzenreste der Schieferkohlen entsprechen der jetzt in den Voralpen wachsenden Waldvegetation; nur wenige Arten, wie eine Wasserpflanze, *Brasenia purpurea*, sind durch die nachfolgende stärkste Vergletscherung der Alpen vernichtet worden, ohne bis jetzt zurückzukehren. Die in den Schieferkohlen gefundenen Tierreste sind im allgemeinen für die Diluvialzeit charakteristisch; zwei Arten, *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Merckii* deuten auf die älteste Zeit des Diluviums.

Weder der Linthboden zwischen Walen- und Zürcher See, noch das Zürcher Seetal können damals in ihrem jetzigen tiefen Niveau bestanden haben, denn sonst hätten sich die höher gelegenen Seen und Moore in die westlich liegende Flußrinne, aber nicht in das höher gelegene Glattal entwässern müssen. Auch später, nach Bildung der Schieferkohlen, konnte das Zürcher Seetal noch nicht vorhanden sein; die Hochterrassenschotter im oberen Glattale lagern in 550—560 m, auf dem Albiskamm bis in 900 m über dem Meere; es sind Flußschotter, abgesetzt von den Schmelzwassern des Rhein-Linthgletschers. Unmöglich konnten die Hochterrassenschotter über ganz verschiedene Niveaus steigen und fallen, sondern ihre Decke nur über eine flache Ebene ausbreiten. Der Albiskamm muß daher damals in einem tieferen,

oder die Hochalpen in einem höheren Niveau gestanden haben, das Oberflächenrelief des ganzen Gebietes muß ein anderes gewesen sein.

Immerhin sehen wir, daß sich diese älteren fluvioglazialen Schotter (Decken- und Hochterrassenschotter) des Rhein-Linthgletschers vom Austritt aus den Hochalpen auf gewisse Gegenden der Tiefschweiz beschränkten. Erst der größte Vorstoß der alpinen Gletscher zur Haupteiszeit überflutete weit alle Grenzen der älteren Schotterdecken.

Die Moränen und ihre erratischen Blöcke der stärksten Vergletscherung überdecken überall die Hochterrassenschotter der Tiefschweiz; die sogenannten Altmoränen sind also jünger als alle diejenigen fluvioglazialen Schotter, welche zuerst von LÉON DU PASQUIER und danach von allen Schweizer Geologen „Hochterrassenschotter“ genannt wurden.

Das Zürcher Seetal ist aber jünger als die Moränen der Haupteiszeit; es entstand erst während des Rückzuges des Rhein-Linthgletschers.

Gleichzeitig fand der Rhein einen neuen Ausweg bei Sargans, indem er den Riegel des Fläscherberges durchbrach und ein neues Tal sich durch die Vorberge einfurchte: das Bodenseetal.

Ich will aber hier diese jüngeren Talbildungen während der Zeit des Rückzuges des Rhein-Linthgletschers und anderer alpinen Gletscher nicht weiter verfolgen, sondern erst einige andere sogenannte „interglaziale“ Ablagerungen näher ins Auge fassen.

Zunächst noch die nahe bei den Schieferkohlen von Utnach liegenden sandigen Tone mit Pflanzenresten von Güntenstall. H. BROCKMANN (a. a. O., 1910) hat nachgewiesen, daß diese Schichten aus dem Bahneinschnitt von Güntenstall sich nach WNW am Nordrande des Linthbodens über Oberkirch bis gegen Utnach hinziehen und jünger sind als die höher lagernde Schieferkohlenablagerung¹⁾. Diese grauen Bändertone sind ziemlich mächtig: an einer Stelle bei Oberkirch wurden sie mit 28 m noch nicht durchsunken. Sie werden überlagert von Resten einer jüngeren Grundmoräne, unter welcher die Tone zum Teil stark verstaucht liegen; auch sind größere Blöcke der Moräne

¹⁾ Siehe die geologische Karte der diluvialen Ablagerungen von Kaltbrunn von Dr. H. Brockmann-Jerosch a. a. O., 1910.

in die obersten Tone eingesunken, wie die instruktiven Profile S. 17 bei H. BROCKMANN zeigen. Da sowohl in der Grundmoräne wie in den Bändertonen (hier besonders im Bahneinschnitt bei Oberkirch) die Utnacher Schieferkohle in abgerissenen, erratischen Stücken eingeschwemmt liegt, so ist dadurch als sicher bewiesen, daß die Güntenstall—Oberkircher Tonablagerung jünger ist als die Utnacher Schieferkohlenablagerung. Schon das ganz verschiedenartige Material beider Ablagerungen und die tiefere Lage der Bändertone sprechen für verschiedenes Alter. Die jetzige Oberfläche der Tone von Güntenstall—Oberkirch liegt 10—70 m über dem Linthboden (420 m), die Utnacher Schieferkohlenablagerung 80—180 m über demselben.

Die Reste von Grundmoränen auf den Bändertonen hält H. BROCKMANN für Jungmoränen aus der Rückzugsperiode des Linthgletschers, dessen Endmoränen damals etwa bei Rapperswil standen; die Bändertone seien Gletscherschlamm, in einem Stausee abgelagert. Diese Annahme, der ich zustimme, ergänze ich dahin, daß der nördlich der Seitenmoränen liegende See wohl durch einen Querriegel von Molasse zwischen Utnach, welcher Ort direkt auf Molasse gebaut ist, und dem unteren Buchberge aufgestaut war; der Molasseriegel ist erst später bei Schloß Grynau von der Linth, die vorher über Schübelbach und Galgenen nach Lachen floß, durchbrochen worden.

Wir hätten demnach bei Utnach zwei im Alter verschiedene Pflanzenlager: die altdiluvialen Schieferkohlen von Gubel—Rüti und die jungdiluvialen Bändertone von Güntenstall. Da beide Floren in ihrem Charakter fast ganz miteinander übereinstimmen, so können wir daraus schließen, daß vor der Haupteiszeit in dieser Gegend ungefähr dieselbe Waldvegetation wuchs wie nach der Haupteiszeit, und daß die diluviale Waldflora der Gegend von Utnach nicht wesentlich verschieden war von derjenigen, welche jetzt in den dortigen Wäldern wächst.

Schließlich möchte ich noch hervorheben, daß wir aus diesem Beispiel von Güntenstall entnehmen können, daß glaziale Bändertone durchaus nicht immer nur Dryasflora enthalten, sondern daß in diesem Falle von dem jungdiluvialen Güntenstaller Bache Reste von Pflanzen, die im Eichen- und Nadelholzwalde wuchsen, in diese Bändertone eingeschlemmt worden sind.

Die Ablagerungen von Utnach—Dürnten und von Güntenstall sind vortreffliche Beispiele von solchen Ablagerungen, welche im Vorstoß- und im Rückzugsstadium von diluvialen Gletschern abgesetzt wurden; man kann sie nun „intermoränal“ oder „interstadial“ nennen, jedenfalls sind es keine „interglazialen“ Ablagerungen im alten Sinne dieses Wortes, sondern es sind nur Absätze im Oszillationsgebiete des Rhein-Linthgletschers. Je gewaltiger die Eisdecke in den Hochalpen war, um so stärkeren Oszillationen mußten die Zungen der einzelnen großen Gletscher unterworfen gewesen sein bei ihrem Austritt aus dem nördlichen Alpenrande in die Molasselandschaft. Außerdem sehe ich tektonische Bewegungen der Alpen als wesentliche Ursachen für die Oszillationen der diluvialen Gletscher an.

b) Die Höttinger Breccie.

Die pièce de résistance für die Interglazialisten¹⁾ ist die Höttinger Breccie und ihre pontische Flora, „pontisch“ deswegen genannt, weil die fossilen Pflanzen, welche frühere Phytopaläontologen und zuletzt R. VON WETTSTEIN²⁾ aus dem oberen Höttinger Graben beschrieben haben, den Charakter einer Flora tragen, die jetzt auf den Gebirgen des östlichen Pontus, besonders auf den Südwestabhängen des Kaukasus und gegenüber auf den Bergen bei Trapezunt wachsen, vor allem *Rhododendron ponticum*.

Pflanzenreste aus der Höttinger Breccie wurden zuerst von F. UNGER (1859), von C. VON ETTINGSHAUSEN (1885) und von D. STUR³⁾ beschrieben; obwohl auf die Artbestimmungen der meist schlecht erhaltenen Blattreste, wie sie D. STUR vorlagen, nicht viel zu geben ist, so will ich doch hier hervorheben, daß D. STUR bereits scharf unter-

¹⁾ A. Penck a. a. O. S. 383: „Die Höttinger Breccie ist nach wie vor das vornehmste Beweismaterial für eine Wiederholung eiszeitlicher Vergletscherungen in den nördlichen Ostalpen.“

²⁾ R. v. Wettstein, Die fossile Flora der Höttinger Breccie. Mit 7 Tafeln und einer Textfigur in Denkschr. d. k. Akad. Wiss. math. naturwiss. Kl. 59. Bd., S. 479–524. Wien. 1892.

³⁾ Dionys Stur, Beitrag zur Kenntnis der Flora des Kalktuffes und der Kalktuffbreccie von Hötting bei Innsbruck. Mit 2 Tafeln und 2 Textfiguren. Abh. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt. Bd. XII Nr. 2. Wien. 1886. — Die Literatur über die Höttinger Breccie findet man angegeben in: A. Penck, a. a. O. S. 383 und J. Blaas, Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck. 1902.

scheidet zwischen den Kalktuffen, resp. Kalktuffbreccien (der „weißen Breccie“ aut.) in denen fossile Pflanzen von „jungtertiärem“ Charakter liegen, und den „roten Breccien“, aus denen er keine Pflanzenreste erhielt; nach der Lagerung sah D. STUR die „rote Breccie“ als interglazial an, gleichzeitig mit einem unterlagernden Ton („Tegel“), welcher über Grundmoräne liegen sollte.

Den Fundort der Pflanzenreste, die von UNGER, ETTINGSHAUSEN und STUR als tertiäre Pflanzen beschrieben wurden, hat nun im Jahre 1891 in äußerst sorgfältiger Weise R. VON WETTSTEIN ausgebeutet; seine Artbestimmungen sind allein maßgebend.

Dieser Fundort liegt hoch auf der Südseite der Solsteinkette (Solstein 2641 m) über dem Nordgehänge des Inntales im Roßfalllehner, einem Wasserriß, der in den oberen Teil des Höttinger Grabens in der Höhe von 1200 m über dem Meere, oder 626 m über Innsbruck (574 m) von der Höttinger Alm herabzieht. R. VON WETTSTEIN gibt zwei Bilder der Ausbeutungsstelle (Seite 482 und Tafel I) und das folgende Profil der 16 m mächtigen Schichten, aus denen seine Pflanzenreste stammen, von oben nach unten:

1. Grobe weiße Breccie, ca. 6 m mächtig; sehr wenig Pflanzenreste.
2. Weiße Breccie, ca. 1 m; großer Reichtum an Pflanzenresten.
3. Grobe weiße Breccie, ca. 4 m; wenig Pflanzen.
4. Rötlich gefärbte Breccie, ca. 0,6 m; keine Pflanzen.
5. Weißes, sehr feinkörniges, sandsteinartiges Gestein, ca. 0,5 m; großer Reichtum an Pflanzen.
6. Roter Sandstein, mit schmalen weißen Breccienbändern wechselnd, ca. 0,4 m; in den weißen Zwischenlagen Pflanzen.
7. Rotes sandsteinartiges Gestein, ca. 0,5 m; keine Pflanzen.
8. Weiße Breccie, ca. 0,4 m; großer Reichtum an Pflanzenresten.
9. Weißer Sandstein, ca. 0,4 m; desgl.
10. Weiße Breccie, ca. 0,5 m; desgl.
11. Weißer Sandstein, ca. 0,8 m; desgl.
12. Roter Sandstein in bedeutender Mächtigkeit; unten von Schutt bedeckt; keine Pflanzenreste.

Zu der WETTSTEINSchen Bezeichnung der Gesteine bemerke ich, daß sein „Sandstein“ nicht ein Sandstein im strengen Sinne des

Wortes ist, d. h. nicht aus Quarzkörnern besteht, sondern ein feinkörniges bis mehliges, tuffartiges, poröses Kalkgestein ist; es wurde daher von D. STUR direkt Kalktuff genannt; es ist das feinste Zerreibungsmaterial der Breccien.

Die weißen Breccien bestehen aus eckigen oder kantengerundeten Stücken des in den Bergen über der Höttinger Alm anstehenden mächtigen Wettersteinkalkes.

Aus der Struktur dieser Breccien ist zu erkennen, daß ihre ganze Masse eine Gehängeschuttbildung ist; sie zeigen daher keine scharfe Schichtung, sondern nur diejenige Struktur, welche ich in meinem Werke über das westliche Südtirol (Berlin 1878 S. 143) „Schotterung“ genannt habe: der Eindruck einer Schichtung wird nur erzeugt durch einen Wechsel von gröberem und feinerem Material. Der Unterschied wird dadurch bedingt, daß die „Schichtung“ unter Wasser als eine lakustre oder marine Bildung entsteht, die „Schotterung“ aber durch Schüttung von losem Gesteinsschutt, z. B. in den Moränen durch fließendes Wasser oder durch Gletscher auf kontinentalem Boden. Die eckigen Blöcke aus Wettersteinkalk in der weißen Breccie der Höttinger Alm werden oft metergroß.

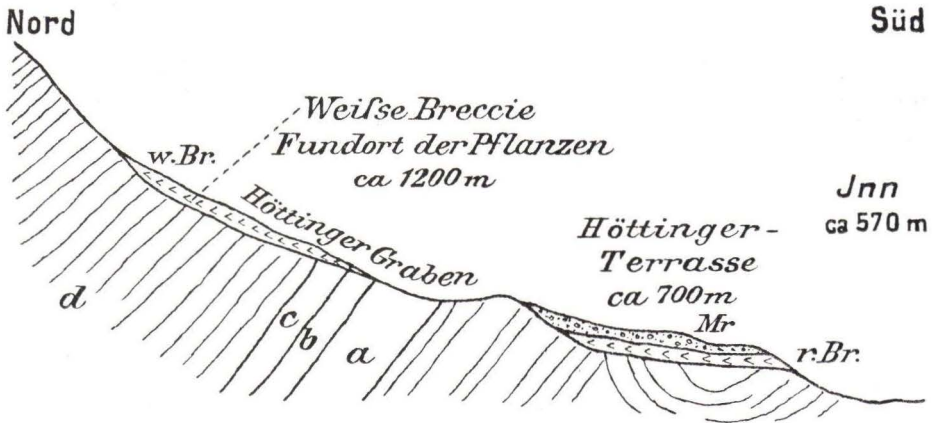
In diesem Abhangsschutt wurden die Pflanzenteile „an Ort und Stelle verschüttet“ (R. VON WETTSTEIN S. 515), d. h. die Pflanzen wuchsen auf den Bergen und auf ihren Gehängen und stürzten mit den Kalksteinen, auf denen sie wuchsen, bei Regengüssen oder durch Gießbäche ab.

Daß sich solche Gehängeschuttmassen zu verschiedenen Zeiten des Quartär und noch jetzt in der Gegenwart gebildet haben, ist selbstverständlich, und sehen wir derartige Bildungen überall in den Alpen vor unsern Augen entstehen.

Wenn daher auf einer tieferen Bergterrasse über Hötting eine zweite ähnliche Schuttbildung, die sogenannte „rote Breccie“ liegt (siehe das umstehende Profil Nr. 8 auf S. 76), ist das nicht verwunderlich. Diese rote Breccie entstand aus den tieferen Triasstufen der Höttinger Berge, den Werfener Schichten und dem unteren Muschelkalk: sie besteht aus roten Werfener Sandsteinen und Schiefeln, aus den zelligen Dolomiten der Myophorienschichten und den anderen Gesteinen der unteren Trias, wie sie am Nordgehänge des Inntales anstehen. Diese „rote Breccie“ reicht im Höttinger Graben nur bis

ca. 800 m über dem Meere, also 226 m über Innsbruck hinauf, höher kommt sie nicht vor.

Diese „rote Breccie“ besteht also auch aus Gehängeschutt; es sind nicht etwa fluvioglaziale Schotter darin enthalten, wie wir sie sonst aus den Alpen als intramoränale Ablagerungen kennen; auch gekritzte oder geschrammte Geschiebe kommen in diesen Breccien, ebensowenig wie in den oberen weißen Breccien der Höttinger Alm



Profil 8. Maßstab 1 : 25 000.

Nach A. Penck. Die Vergletscherung der deutschen Alpen. 1882. Taf. II, Fig. 5¹⁾.

- a = Werfener Schichten.
- b = Zellendolomit.
- c = Unterer Muschelkalk.
- d = Oberer Muschelkalk (Wettersteinkalk).
- w. Br. = Weiße Breccie mit *Rhod. ponticum*.
- r. Br. = Rote Breccie.
- Mr. = Moränen.

vor. Dagegen findet sich „da und dort, jedoch sehr spärlich, ein Urgebirgsgerölle eingelagert“²⁾.

¹⁾ Ich habe mit Absicht dieses Profil von A. Penck gewählt und kein neues gezeichnet, um zu zeigen, daß A. Penck die örtliche Trennung der weißen von den roten Breccien gekannt hat. Die Lagerung der Trias, welche A. Penck nach einem älteren Profile von Adolf Pichler eingetragen hat, ist unrichtig; aber sie kommt hier nicht wesentlich in Betracht.

²⁾ J. Blaas, Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck; im Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 40. Bd., S. 28. Wien. 1891.

A. ROTHPLETZ¹⁾ meint, daß diese wenigen in der roten Breccie bei Hötting vorkommenden Gerölle kristalliner Gesteine leicht vom Inn auf seine älteren Talterrassen aus den oberen Talabschnitten, in denen kristallines Gebirge ansteht, hier eingeschlemmt sein könnten; auch deutet A. ROTHPLETZ die Moränen, welche nach A. PENCK die rote Breccie z. B. im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck (A. PENCK a. a. O. S. 384) unterlagern sollen, nur als später angelagert und daher als jünger wie die rote Höttinger Breccie.

Aber wir können von diesen bis jetzt zweifelhaften und zweideutigen Verhältnissen²⁾ der roten Höttinger Breccie und den auf dieser tieferen Talterrasse lagernden Moränen deswegen ganz absehen, weil es sich hier gar nicht um diese „roten Breccien“ handelt, in denen nur undeutliche und unbestimmbare Pflanzenreste vorgekommen sind, sondern nur um die viel höher am Berge, auf der Höttinger Alm lagernden „weißen Breccien“; nur aus diesen weißen Breccien, ca. 1200 m hoch über dem Meere liegend, aus dem Roßfallehner Graben, stammt die Flora, welche die früheren Phytopaläontologen, wie später R. VON WETTSTEIN untersucht und beschrieben haben.

Auch daß solche ähnlichen weißen Kalksteinbreccien noch höher an diesen Bergen, in 1617 m Höhe bei der Roßfallhütte oder am Gerschroffen in 1823 m Höhe, vorkommen, oder weiter östlich im oberen Mühlauer Graben, dessen weiße Breccie nach A. PENCK die tieferliegenden roten Breccien überlagern sollen — alle diese und andere Beobachtungen und Lagerungsverhältnisse kommen für die vorliegende Frage der „interglazialen“ Höttinger Flora gar nicht in Betracht: wie gesagt, kann sich Gehängeschutt an diesen Bergen jederzeit und überall gebildet haben, und so liegt theoretisch auch die Möglichkeit vor, daß die „rote Breccie“ auf der unteren Höttinger Talterrasse ein Gehängeschutt sein könnte, der zur Eiszeit abgestürzt und daher in Berührung mit diluvialen Moränen gekommen wäre; das letztere ist keineswegs mit Sicherheit durch die Lagerung bewiesen

¹⁾ A. Rothpletz, Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. S. 94—98. Stuttgart. 1894.

²⁾ Es wäre gewiß gut, wenn diese Verhältnisse durch eine genaue geologische Kartierung in größerem Kartenmaßstabe und durch ergänzende Bohrungen (z. B. im Mayerschen Steinbruche) aufgeklärt würden; bis jetzt gibt es nur ungenaue geologische Übersichtskarten dieser Gegend.

worden. Auch ist die Einordnung der Moränen bei Hötting durch A. PENCK in sein Schema als Riß- (die liegenden) und als Würm- (die hangenden) Moränen ganz willkürlich.

Die „weiße Breccie“ im Roßfallehner Graben, aus der WETTSTEINS fossile Flora stammt, ist weder über- noch unterlagert von Moränen; sie kommt überhaupt nicht in irgendeinen Kontakt mit Moränen und sie enthält keine erratischen Blöcke oder irgendwelchen glazialen Schutt; sie besteht nur aus dem Schutt des unmittelbar unter und über ihr anstehenden Wettersteinkalkes (= Oberer Muschelkalk der alpinen Trias).

Die Lagerung der weißen Höttinger Breccie gibt also keinen Beweis ab für ein glaziales oder interglaziales Alter dieser Breccie.

R. VON WETTSTEIN hat nun aus dieser „weißen Breccie“ in dem oben angegebenen ca. 16 m hohen Profil des Roßfallehner Grabens (vergl. seine Abbildungen der Fundstelle a. a. O. 1892), in ca. 1200 m über dem Meere und ca. 565 m über Hötting, die folgenden Pflanzenarten mit Sicherheit bestimmen können:

Viola odorata L. Veilchen; jetzt überall in Europa, Kleinasien, Nordafrika usw. verbreitet.

Polygala Chamaebuxus L. Kreuzblume; jetzt von Thüringen und Sachsen bis Siebenbürgen und über die Alpen bis Italien.

Tilia grandifolia Ehrh. (= *T. platyphyllos* Scop.). Sommerlinde; jetzt Mittel- und Südeuropa, südliches Rußland. Bei Innsbruck jetzt 1000 m Meereshöhe nicht übersteigend.

Rhamnus Höttingensis Wettst.

— *Frangula* L. Faulbaum; jetzt in Europa, Nordafrika, Sibirien, Pontus, Kaukasus; in den Nordalpen bis über 1200 m Höhe.

Prunus avium L. Süßkirsche; jetzt in Europa, Nordafrika, Pontus; in den Nordalpen wildwachsend bis über 1300 m Höhe.

Rubus caesius L. Himbeere; jetzt in Europa und Südwestasien; in den Nordalpen nicht über 1200 m beobachtet.

Potentilla micrantha Ram. Fingerkraut; jetzt in Süd- und Südosteuropa, im südwestlichen Deutschland; am Südgehänge der Solsteinkette über Innsbruck vereinzelt bis 1960 m aufsteigend.

Fragaria vesca L. Erdbeere; jetzt in der ganzen nördlich gemäßigten Zone; in den Nordalpen bis über 1200 m Höhe.

- Sorbus Aria* Cr. Eberesche; jetzt in Europa, mit Ausnahme des Nordens; Kaukasus, Armenien, Sibirien; in den Nordalpen bis über 1200 m verbreitet.
- *aucuparia* L. Vogelbeere; ebenso.
- Ribes alpinum* L. Johannisbeere; jetzt in Europa, Kaukasus, Südwestsibirien; in den Nordalpen bis 1200 m.
- Cornus sanguinea* L. Roter Hartriegel; jetzt in Europa, Kaukasus, Sibirien; in den Nordalpen verbreitet, jedoch nicht mehr bis 1200 m aufsteigend.
- Hedera Helix* L. Efeu; jetzt in Europa, mit Ausnahme des nördlichsten Teiles; in Kleinasien, Kaukasus, Persien bis Nordindien, Japan; in den Nordalpen nicht über 1000 m ansteigend.
- Acer pseudoplatanus* L. Bergahorn; jetzt in den Bergwäldern Südeuropas, Alpen, Karpathen, Kaukasus, Krim, Armenien, Italien; in den Nordalpen bis über 1200 m hoch steigend.
- Viburnum Lantana* L. Schneeball; jetzt Mittel- und Südeuropa, Nordafrika, Pontus, Kaukasus; in den Nordalpen verbreitet, selten bis 1200 m steigend.
- Rhododendron ponticum* L. Die pontische Alpenrose; jetzt Kaukasus, Gebirge des Pontus; fehlt in den Alpen und in Europa.
- Bellidiastrum Michellii* Cass. Alpenmaßlieb; jetzt subalpine Pflanze Mitteleuropas und der Balkanhalbinsel; in den Nordalpen bis weit über 1200 m verbreitet.
- Adenostyles Schenkii* Wettst. Hufblatt; steht nahe der *A. crassifolia* Kern., die isoliert in Tirol vorkommt, und der *A. pontica* Koch, die am Pontus wächst.
- Tussilago (prisca)* Wettst.) cf. *Farfara* L. Huflattich; jetzt in ganz Europa, Sibirien, Himalaja, Nordafrika; in den Nordalpen bis über 1200 m.
- ? *Arbutus Unedo* L. Erdbeerbaum; jetzt im mediterranen Gebiete.
- Prunella grandiflora* Jacq. Braunelle; jetzt Mitteleuropa, Kaukasus; in den Nordalpen bis über 1200 m.
- *vulgaris* L.; jetzt in der ganzen nördlichen gemäßigten Zone verbreitet.
- Buxus sempervirens* L. Buchsbaum; jetzt wild vereinzelt in Mitteleuropa; verbreitet im südlichen Europa, Kleinasien, Kaukasus, Südwestsibirien, Japan, Nordafrika; fehlt jetzt in den Alpen.

- Ulmus campestris* L. Ulme; jetzt in ganz Europa; in den Nordalpen nicht bis 1200 m.
- Alnus incana* L. Graue Erle; jetzt in Europa, Sibirien, Nordamerika, Kaukasus; in den Nordalpen bis über 1200 m.
- Salix nigricans* Smith. Schwarzwerdende Weide; jetzt in ganz Europa und in Sibirien; in den Nordalpen bis über 1200 m.
- *grandifolia* Ser. Großblättrige Weide; jetzt in den Pyrenäen, Alpen, Balkan; in den Nordalpen bis über 1200 m.
- *Caprea* L. Die Sahlweide; jetzt in ganz Europa, Kaukasusländer usw.; in den Nordalpen bis über 1200 m.
- *glabra* Scop. Die kahle Weide; jetzt subalpin in den Ostalpen und Süddeutschland; in Nordtirol vereinzelt bis über 1200 m steigend.
- *incana* Schrk. Die Lavendelweide; jetzt in Mittel- und Südeuropa, Anatolien; in den Nordalpen selten über 1200 m.
- *triandra* L. Buschweide; jetzt in Europa, Sibirien, Kaukasus, Persien; in den Nordalpen nicht über 1200 m.
- Pinus silvestris* L. Kiefer; jetzt in Europa, Nordasien, Kleinasien, Kaukasus; in den Nordalpen bis über 1200 m.
- Juniperus communis* L. Wacholder; in Europa, Asien; in den Nordalpen bis über 1200 m.
- Taxus baccata* L. Eibe; jetzt in Europa, Asien, Nordafrika; in den Nordalpen stellenweise bis über 1200 m (vergl. oben S. 50).
- Convallaria majalis* L. Maiglöckchen; jetzt in Europa, Sibirien bis Japan; in den Nordalpen bis über 1200 m.
- Majanthemum bifolium* DC. Schattenblümchen; jetzt in der nördlichen gemäßigten Zone; in den Nordalpen bis über 1200 m.
- Nephrodium (Aspidium) filix mas* Rich., Wurmfarne; jetzt weit verbreitet; in den Nordalpen etwa bis 1200 m.

Ich habe diese vielbesprochene Höttinger Flora hier vollständig angeführt, damit wir sie vergleichen können mit derjenigen von Utznach und der von Pianico, welche wir sogleich erwähnen werden. Die Botaniker, welche sich mit dieser Höttinger Flora beschäftigt haben, vor allen R. VON WETTSTEIN, bezeichnen den Gesamtcharakter derselben als pontischen, d. h. sie stellen fest, daß eine solche Flora sich jetzt auf den Gebirgen im östlichen Umkreise des Schwarzen Meeres, und zwar auf den Bergen des südwestlichen Kaukasus und den Gebirgen der gegenüberliegenden Nordküste von Kleinasien bei

Trapezunt vorfindet. Die Mehrzahl der Arten wächst allerdings noch jetzt im Inntale, zum Teil auch in der Höhe des Fundortes der fossilen Pflanzen in 1200 m und darüber. Aber boreale und hochalpine Arten fehlen vollständig. Die zahlreichsten Blätter lieferte *Rhododendron ponticum*, welche jetzt in Mitteleuropa gänzlich fehlt; diese Art verbreitet sich jetzt auf den pontischen Gebirgen, in Gemeinschaft mit *Taxus baccata*, *Rhamnus Frangula*, *Acer pseudoplatanus*, *Sorbus aucuparia*, *Salix caprea* u. a. Es ist daher mit Recht zu schließen, daß am Standorte der Pflanzen, die dort oben in 1200 m über dem Meere in der weißen Breccie des Roßfallehners verschüttet liegen, ein milderes Klima als jetzt geherrscht hat, zu der Zeit, als diese Pflanzen dort wuchsen.

Ich nehme an, daß diese Zeit eine präglaziale war, und zwar die pliocäne, nicht, wie O. HEER und D. STUR annahmen, miocäne, weil die Höttinger Flora neben den pontischen bereits so viele mitteleuropäische und nordalpine Pflanzen enthält, daß sie der jetzt im Inntale wachsenden Flora näher steht als der miocänen; sie unterscheidet sich wesentlich von der obermiocänen Flora von Oeningen bei Konstanz am Bodensee, in der immergrüne Bäume und Sträucher eine Hauptrolle spielten. Andererseits zeigen sich im Vergleich mit der altdiluvialen Flora von Utznach und Dürnten wesentliche Unterschiede, aus denen wir auf ein milderes Klima für die Höttinger Breccie schließen müssen, milder als dasjenige, welches der Vegetation der Utznacher Schieferkohlen entspricht.

Wenn wir mit A. PENCK für die Höttinger Breccie ein interglaziales Alter annehmen würden, so wäre es ganz unverständlich, wie eine pontische Flora, die doch von der Höttinger Alm zunächst durch eine Eiszeit vertrieben worden wäre, — wir brauchen mit A. PENCK nicht einmal die Haupteiszeit einzustellen —, plötzlich wieder in den Nordalpen ca. 1200 m über dem Meere erscheinen konnte! Sollten diese Samen von *Rhododendron ponticum* inzwischen in dem kalten glazialen Klima in gefrorenem Boden über die Eiszeit fort sich lebensfähig erhalten haben? Oder sollten sie durch Vögel vom Pontus her auf die wieder schneefrei gewordenen Berge der Höttinger Alm übertragen worden sein? Es ist höchst unwahrscheinlich, daß eine in ihrem Gesamtcharakter pontische Vegetation so geschwind sich auf den Nordalpen entwickelt haben sollte; mag man eine Interglazialzeit noch so lange

dauern lassen, so muß die Zeit für einen solchen starken Wechsel der Gesamtflora doch immer zu kurz erscheinen.

Da in der geologischen Lagerung der Höttinger Breccie kein Grund liegt, dieselbe in eine Interglazialzeit zu stellen, so werden wohl auch die Botaniker, so R. VON WETTSTEIN selbst, welche ja nur den Geologen folgten, nunmehr anerkennen, daß ein wärmeres Klima, das sie für die Höttinger Flora forderten, leichter in der präglazialen pliocänen Zeit als nach einer Eiszeit auf der Höttinger Alm geherrscht haben kann, und daß eine schnelle Ausbreitung einer pontischen Flora zwischen zwei Eiszeiten in den Nordalpen an sich ganz unwahrscheinlich ist; Phytopaläontologen werden daher nichts dagegen einzuwenden haben, daß die pontische Flora auf der Höttinger Alm als eine direkte Fortsetzung der noch wärmeren miocänen Zeit aufgefaßt und in die bereits etwas kühlere pliocäne Zeit gestellt wird.

Da jetzt auf der Höttinger Alm in der Höhe des Fundortes der fossilen Pflanzen in ca 1200 m über dem Meere „eine nicht ärmliche, aber keineswegs üppige Flora mit vorherrschend borealen und alpinen Pflanzen“ wächst, die zahlreichen fossilen Pflanzenreste dagegen auf eine ehemalige Flora dieses Standortes „von reicher Zusammensetzung und üppigem Gedeihen“ schließen lassen, so vermag R. VON WETTSTEIN (S. 513) auf die klimatischen Verhältnisse am Südabhange der Solsteinkette zur Zeit der Bildung der weißen Breccie mit voller Sicherheit den Schluß zu ziehen: ein Klima vom Charakter des heutigen oder eines rauheren ist vollkommen ausgeschlossen; es muß ein wärmeres Klima gewesen sein. Dieses wärmere Klima kann nach meiner Ansicht nur in der präglazialen, also in der pliocänen Zeit auf der Höttinger Alm geherrscht haben. Durch die Eiszeit wurde die „pontische“ Flora aus den Nordalpen vertrieben und nach der Eiszeit sind nur diejenigen Pflanzen aus dem Süden oder Südosten zurückgekehrt, welche dem jetzt auf den Nordalpen herrschenden Klima sich anpassen konnten. *Rhododendron ponticum* kehrte nicht nach Europa zurück, während *Buxus sempervirens* zwar jetzt in ganz Europa verbreitet ist, und z. B. wild im Baseler und Solothurner Jura wächst, aber kein rauhes Klima vertragen kann.

Jedenfalls kann aus dem Charakter der Höttinger Flora kein Beweis für die Existenz einer sogenannten Interglazialzeit erbracht werden; am wenigsten kann diese pontische Flora nach der kältesten,

der Haupteiszeit (= Rißvergletscherung) in die Alpen eingewandert sein, wie A. PENCK annahm; denn sonst hätte sich diese Flora doch an irgend einem klimatisch begünstigten Punkte Mitteleuropas während der letzten Eiszeit erhalten haben müssen.

Umgekehrt aber finden wir in Mitteleuropa an manchen Orten Relikte von der borealen und hochalpinen Flora der Eiszeit. So z. B. im oberen Töftale, das wenige Kilometer nördlich von Utznach in 700 bis 750 m über dem Meere liegt, in einem ehemals vergletscherten Gebiete, blühen heute noch Enzian und Soldanellen, wohlriechende Aurikeln und das Alpenvergißmeinnicht; oder bei Schneisingen im nördlichen Aargau, in 500 m über dem Meere, wuchern zwischen erratischen Blöcken die Alpenrosen (*Rhododendron ferrugineum*) in roter Blütenpracht mitten im jungen Mischwalde¹⁾. Wenn sich nun die Flora der Eiszeit in einzelnen Relikten in Mitteleuropa erhalten hat trotz der starken Änderung des Klimas — warum hätte sich nicht auch eine „interglaziale“ Flora, wie die pontische der Höttinger Breccie, in gleicher Weise in Relikten erhalten? Warum ist sie soweit fort nach den Gebirgen des östlichen Schwarzen Meeres ausgewandert, während sie doch in Europa nach der Haupteiszeit in tiefer liegenden wärmeren Gebieten zurückbleiben konnte?

Wir besitzen jedoch einen direkten Beweis für das präglaziale, respektive pliocäne Alter der Höttinger Flora in den geologisch ganz klaren Profilen der Pflanzen führenden Schichten vom Iseo See, in denen dieselbe pontische Flora wie in der weißen Höttinger Breccie liegt.

c) Die pflanzenführenden Kreidemergel in der Borlezza-schlucht bei Lovere am Iseo See.

Als A. BALTZER auf der Nordseite der Alpen keine interglazialen Ablagerungen „im strengen Sinne des Wortes“ auffinden konnte, stieg er über die Alpen und entdeckte in dem Profil von Pianico—Sellere „das beste Interglazialprofil, das es auf der Südseite der Alpen gäbe“²⁾.

¹⁾ F. Zschokke, Die Tierwelt der Schweiz in Ihren Beziehungen zur Eiszeit. S. 11. Basel. 1901.

²⁾ A. Baltzer, Beiträge zur Kenntnis der interglazialen Ablagerungen; mit geolog. Karte und Profilen. N. Jahrb. Min. Jahrg. 1896, Bd. I. S. 159—186. Nebst 2 Beilagen: Ed. Fischer. Verzeichnis der von A. Baltzer gesammelten Pflanzen des

Ich bin in diesem Frühjahr am Iseo See gewesen und habe in den ausgezeichneten Aufschlüssen der Borlezzaschlucht bei Sellere und Pianico feststellen können, daß die blätterführenden Kreidemergel nicht interglazial, sondern präglazial sind; wahrscheinlich besitzen sie ein pliocänes Alter.

Die senkrechte Wand von messerscharf und papierdünn geschichteten weißen Kreidemergeln, aus denen A. BALTZER seine Blätter gesammelt hatte, steht auf dem linken Ufer dicht über dem Borlezzaflusse etwa 750 m oberhalb Sellere an; der Überlauf einer oben herziehenden Kanalleitung fiel jetzt bei hohem Wasserstand als Wasserfall über die ca. 20 m hohe und wohl 80 m breite Wand frei herunter in den Fluß. BALTZERS Profil Fig. 2, Taf. III ist hier entnommen. Doch erfährt man von BALTZER nicht, wie großartig und schön diese Aufschlüsse in der mehrere Kilometer langen, vielfach gewundenen Borlezzaschlucht sind. Ich zeichnete an derselben Stelle, wie A. BALTZERS Fig. 2, das beistehende Profil Nr. 9.

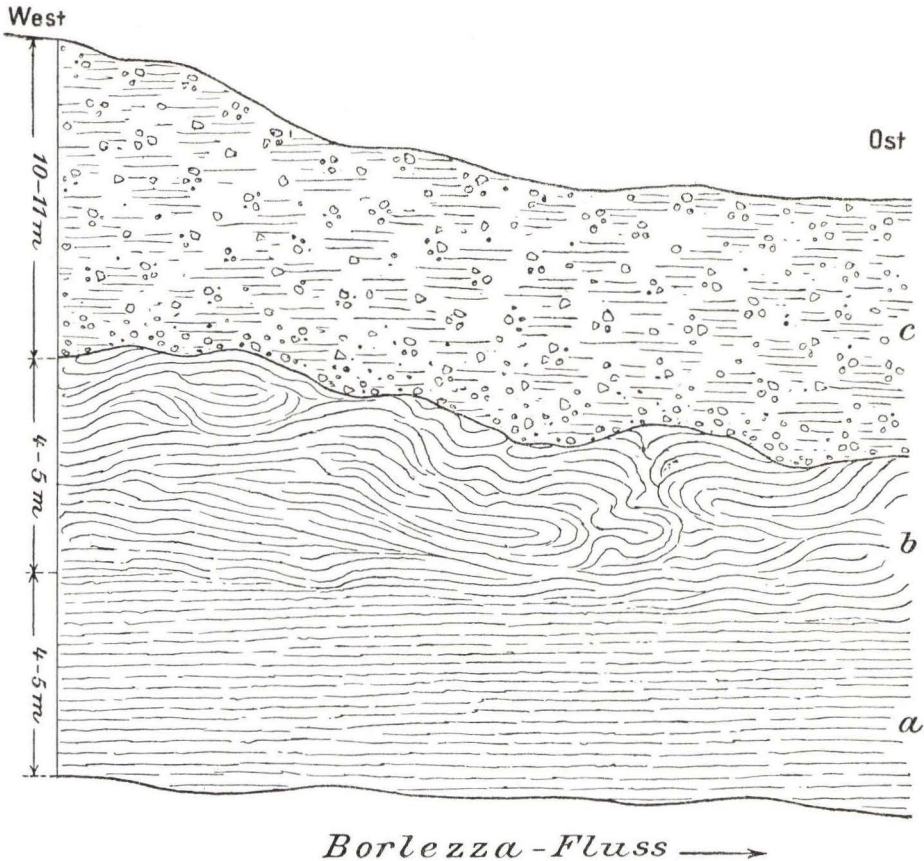
Unten in dieser Wand stehen direkt über dem Flusse die Blättermergel ungestört und völlig horizontal gelagert 4—5 m hoch an; auf den Schichtflächen liegen zahlreiche und gut erhaltene Blätter und Zweige, deren schwarze kohlige Substanz im Querbruch des Gesteins sich deutlich abhebt gegen die weiße Seekreide. Die oberen 4—5 m dieser Mergel sind verstaucht, je höher hinauf um so stärker sind die papierdünnen Schichten verknetet und ausgewalzt, bis zu der diskordant und mit ganz scharfer Grenze abschneidenden Moräne; in die Oberfläche der Mergel sind die Blöcke und Geschiebe hineingepreßt.

Die oben auflagernde Grundmoräne zeigt die bekannte feste Blockpackung; es sind graue sandreiche Geschiebemergel, in denen Geschiebe und Blöcke jeder Größe eingeknetet liegen; stellenweise wiegen die dunkelgrauen Mergel, an anderen Stellen graue Sande vor;

Interglazials von Pianico—Sellere; mit 1 Taf. Abb. von Blättern. Und: Th. Studer, *Myoxus nitidula* aus dem Interglazial von Sellere; mit Taf. V. Stuttgart. 1896. — A. Baltzer, Nachträge zum Interglazial vom Pianico—Sellere; nebst Nachtrag zum Pflanzenverzeichnis von Ed. Fischer. N. Jahrb. Min. 1897, Bd. II. S. 101—106. — A. Baltzer, Geologie der Umgebung des Iseo Sees; mit geolog. Karte, Profilen und Abb.; in Geol. u. pal. Abh. herausgeg. von E. Koken. N. Folge. Bd. V., Heft 2. Jena. 1901. — Vergl. auch: Bruno Moebus, Der diluviale Ogligletscher; mit geolog. Karte und Profilen. Mitt. der naturforsch. Ges. in Bern aus dem Jahre 1901. S. 44—66. Bern. 1902.

die Blöcke häufen sich an manchen Stellen unregelmäßig und in größerer Menge an.

Die Geschiebe und Blöcke dieser auflagernden Grundmoräne bestehen aus Kalksteinen, Dolomiten, violetten, roten und schwarzen Porphyren, verschiedenartigen Graniten und Gneisen, Serpentin, sehr



Profil 9.

Senkrechte Wand auf der linken Flußseite in der Borlezzaschlucht oberhalb Sellere, bei Lovere am Iseo See, gezeichnet von R. Lepsius, April 1910.

- a = Weiße, papierdünn und messerscharf geschichtete Mergel (Marna bianca), horizontal gelagert.
- b = Dieselben Mergel wie a, mehr oder weniger stark verstaucht, nach oben immer stärker bis zu der scharf abgesetzten, diskordanten Grenze gegen die aufliegende
- c = Moräne.

viel Verrucano, dichten grauen Quarziten, Schiefen usw. Die Geschiebe sind meist stark abgerundet, viele sind geschrammt und gekritz; auch die größeren Blöcke sind meist kantengerundet, wenige sind eckig geblieben. Das Borlezzatal liegt ganz in der Trias: zunächst nur Hauptdolomite, weiter oben Raiblerschichten und Esinokalke. Die zahlreichen und oft recht großen Verrucanoblöcke, die durch ihre rote Farbe in die Augen fallen, die Serpentine, Porphyre, Gneise usw. sind sämtlich vom Ogliogletscher aus der Val Camonica hierher gebracht worden¹⁾).

Das Liegende der Blätterkreide ist weder hier in dieser Wand, noch an den anderen Aufschlüssen der Borlezzaschlucht aufgeschlossen.

Wenden wir uns nun von dieser Wand mit dem Wasserfall schräg gegenüber auf die rechte, südliche Flußseite, so sehen wir schon von weitem in der Nachmittagssonne leuchten eine zweite Wand von denselben weißen Kreidemergeln, senkrecht ca. 25 m aufragend über der nächsten Flußschleife, ca. 180 m abwärts vom BALTZERS Profil Fig. 2 und meinem Profil Nr. 9. Hier steht das beistehende Profil Nr. 10 in der Talwand über dem Borlezzaflusse an.

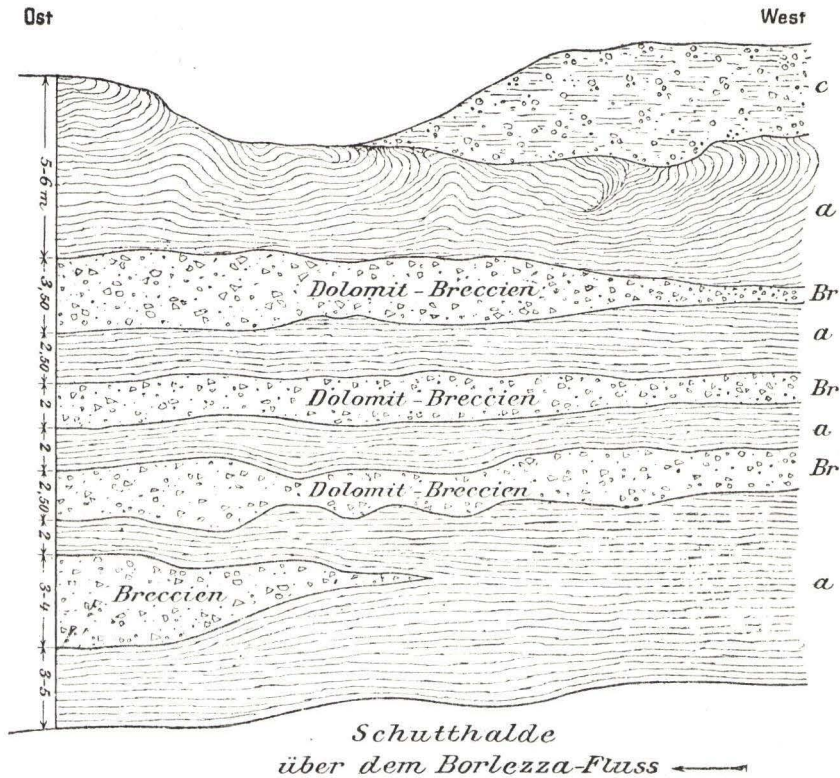
In diesem Profile sieht man zunächst oben rechts Grundmoräne mit zahlreichen Geschieben und mit kleinen und großen Blöcken von fremden Gesteinen (Porphyre, Granite, Gneise usw., wie oben angegeben) diskordant auf der verstauchten Oberfläche der weißen Kreidemergel auflagern, geradeso wie im Profil Nr. 9. Auf der linken Seite des Profiles steigen die Kreidemergel höher auf; die Grundmoräne deckt sie weiter südlich gegen Pianico zu; es ist eben die Oberfläche der lakustren Kreidemergel stark ausgefurcht worden, ehe die Moränen sich auflagerten.

In den mächtigen Kreidemergeln erscheinen nun hier in diesem Profile mehrere Einlagerungen von Breccien, deren durchaus eckige Stücke nur aus Dolomit bestehen; es ist Gehängeschutt von den dahinter, also südlich bei Pianico anstehenden Hauptdolomiten. Diese Schuttbreccien lagern unregelmäßig angehäuft, in dickeren und dünneren Lagen, an einigen Stellen rasch auskeilend, zwischen der scharf geschichteten Seekreide. Als diese Ebene von Pianico—Sellere zur, wie ich annehme, pliocänen Zeit mit einem See angefüllt war, stürzten

¹⁾ Das Nähere siehe bei Br. Moebus a. a. O. 1901.

von Zeit zu Zeit von den steil aufragenden Hauptdolomitbergen der Südseite Schuttmassen bis in den See hinunter und lagerten sich zwischen der Seekreide ab.

Von fremden Gesteinen, von Geröllen oder von erratischen Blöcken findet man in diesen Dolomitbreccien keine Spur; von Moräne



Profil 10.

Senkrechte Wand auf der rechten Flußseite in der Borlezza-Schlucht nordwestlich von Pianico bei Lovere am Iseo See, gezeichnet von R. Lepsius, April 1910.

- a = Weiße, scharfgeschichtete Seekreide.
- Br = Breccien, bestehend aus eckigen Stücken von Hauptdolomit.
- c = Moräne.

kann also hier keine Rede sein. Es ist auch keine feste Packung in diesen Breccien vorhanden, kein Mergel zwischen den Stücken, keine Spur von Quarzsand oder Quarzgeröllen, sondern nur Dolomitbreccien, meist locker und löchrig aufgeschüttet, aber auch sekundär mit Kalk

verkittet. Diese Breccien erinnern an die weißen Breccien der Höttinger Alm; nur wurden die letzteren nicht in einem See abgelagert, sondern blieben frei am Berge hängen.

Unten im Gehängeschutt des Flußufers und im Flusse selbst liegen zahlreiche, auch recht große erratische Blöcke von Porphyren, Verrucano, Graniten usw., einige 1—1,50 m groß; aber diese Blöcke und Geschiebe liegen lose im Flußbette oder am Boden der Schlucht, sie bilden keine Moräne, sondern sind von oben aus der Grundmoräne, die über den Kreidemergeln lagert, heruntergestürzt oder von dem Flusse aus den oberen Tälern mitgefördert.

Überall wo der Fluß den Fuß der Kreidemergel ohne Schuttvorlage bespült, sieht man, daß die Kreidemergel ohne irgendwelche fremde Unterlage, vor allem ohne eine zweite untere Moräne, welche A. BALTZER irrtümlich angab, in die Tiefe fortsetzen.

Eine zweite senkrechte und breite Wand von weißer Seekreide steht etwa 200 m weiter abwärts über einer Flußschleife an in solchem Schnitte, daß die Schichten nordsüdlich vom Flusse angeschnitten wurden; auch hier ist von einer unteren Moräne keine Spur.

Die Aufschlüsse in dieser großen und tiefen Borlezzaschlucht sind so ausgezeichnet, daß gar kein Zweifel über die Lagerung möglich ist.

Wie ist nun A. BALTZER dazu gekommen, hier hinein eine zweite, die mächtige Seekreide unterteufende Moräne hineinzukonstruieren?

A. BALTZER gibt ein Profil Fig. 4 und schreibt dazu: „Profil der Ausfüllung des alten Seebeckens von Pianico, in einer Seitenschlucht der Borlezza aufwärts von Pianico“; er sagt nicht genauer, an welcher Stelle er dieses Profil aufgenommen hat. Aber er sagt, daß er in den Mergeln zwischen Sanden und Moränen dieses Profils „außer vermoderten Pflanzenstengeln und winzigen *Cyclas* hier nichts Organisches angetroffen“ habe (S. 163); dagegen daß unter den Mergeln seiner Hauptfundstelle, aus der er seine 130 Stück Blätter entnahm (Profile Fig. 2 und 3 seiner Tafel III), keine Moräne vorhanden ist; endlich teilt er mit und zeichnet auf seiner geologischen Skizze Fig. 1, Tafel III die Tatsache ein, daß seine sogenannte „untere Moräne“ in der Borlezzaschlucht erst unterhalb, flußabwärts in den Wänden der Schlucht vorhanden sei.

In der Tat stehen die weißen Kreidemergel („Marna bianca“ der italienischen Geologen) in der Borlezzaschlucht nur bis in eine Ent-

fernung von 400—500 m unterhalb des Fundortes der Blätter (mit *Rhododendron ponticum*) an; weiter abwärts sind sie in der Borlezzaschlucht und ihren Seitenschluchten in keinem Aufschlusse mehr zu sehen; sie treten in dieser Schlucht überhaupt nicht mehr an die Oberfläche.

Die Borlezzaschlucht mit ihren hohen Wänden schneidet in der Gegend, welche direkt zwischen den oben auf dem Plateau liegenden beiden Dörfern Sellere (auf der Nordseite) und Pianico (auf der Südseite des alten Talbodens) sich befindet, nur noch in Grundmoräne ein. Aus diesem Gebiete der Borlezzaschlucht muß A. BALTZER sein Profil Fig. 4 entnommen haben: denn nur hier — aber nicht oben im Gebiete der blätterführenden Kreidemergel — findet man den Aufbau der Schotter, Sande, Mergel und Moränen, wie er diese auf Grund seines Profiles Fig. 4 angibt.

Man findet in diesem unteren Abschnitt der Schlucht zahlreiche gute Aufschlüsse und 10—20 m hohe Wände, in denen man seine Angaben bestätigt findet — nur muß ich konstatiren, daß die Mergel, welche hier mehrfach eingeschaltet liegen zwischen Sanden (Quarzsanden), Schottern und Moränenmassen, ganz und gar nicht dieselben sind, wie oben die weiße Seekreide: erstens enthalten diese dunkelgrauen, sandigen Mergel überall Geschiebe und erratische Blöcke von den verschiedenen Gesteinen der Val Camonica; sie geben sich dadurch sofort als glaziale Mergel zu erkennen. Sodann sind diese glazialen Mergel auch petrographisch ganz verschieden von der weißen, blätterführenden Seekreide in dem oberen Gebiete der Borlezzaschlucht.

Diese glazialen Mergel sind hellgrau bis dunkelgrau, zuweilen weißlich geflammt; sie enthalten überall und durch und durch kleine silberglänzende Kaliglimmerblättchen, von denen in der Seekreide keine Spur zu finden ist; sie sind zäh und fest — dagegen die Seekreide ganz porös, locker, leicht zerbrechlich; diese ist ganz scharf geschichtet in papierdünnen Lagen — jene sind unregelmäßig angehäufter Glazialschlamm. Nur an einer Stelle kommt eine Lage Bändertone in diesen Grundmoränenmassen vor, 5—6 m mächtig, in einer 25—30 m hohen Wand, die bis unten hin aus Grundmoräne, grauen Mergeln mit Geröllen, Sanden und Kiesen besteht; oben häuft sich grobe Blockmoräne an. Diese Bändertone sind dunkelgrau und verwittern an der Oberfläche bräunlich. A. BALTZER hat wohl aus dieser Wand, welche

auf der rechten Seite der Borlezzaschlucht unterhalb Sellere steht, seine Figur 6, Tafel III gezeichnet (ohne Maße anzugeben); die kleinen Verwerfungssprünge, welche diese Bändertone mehrfach durchziehen, scheinen mir durch Setzen des hohen Abhanges gegen die Schlucht hin (nach links in BALTZERS Figur 6) entstanden zu sein. Charakteristisch ist es, daß man diese Sprünge nur im Bändertone sehen kann, nicht in den hangenden und liegenden plastischen Glazialmergeln, während solche Sprünge in der scharfgeschichteten Seekreide natürlich durch den ganzen Abhang zu erkennen wären.

Die weiße Seekreide ist von oben bis unten ein gleichförmiges Sediment in einem Süßwassersee abgelagert, erfüllt mit zahlreichen Diatomeen.

Die chemischen Analysen bestätigen die makro- und mikroskopische Untersuchung¹⁾:

I weiße Seekreide von dem Fundpunkte, aus welchem A. BALTZER die Flora mit *Rhododendron ponticum* entnahm (oben Profil Nr. 9 S. 85; unten aus der Wand).

II und III graue Glazialmergel mit Kaliglimmerblättchen, Quarzsand und Geschieben („Geschiebemergel“).

	I	II	III
SiO ₂	11,56 %	40,86 %	44,19 %
Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	0,52 %	5,60 %	5,83 %
CaCO ₃	83,90 %	37,40 %	37,56 %
MgCO ₃	2,30 %	13,36 %	10,23 %
H ₂ O und organische Substanz	1,72 %	2,78 %	2,19 %
	100,00 %	100,00 %	100,00 %

Die Seekreide löst sich unter dem Mikroskop in lauter Kalkspatkristalle und in Diatomeen auf; Quarz oder Glimmer fehlen vollständig; einzelne matt verwitterte Stückchen werden eingeschlemmte Dolomitmörnchen sein. Es ist nur lösliche Kieselsäure (Diatomeen) vorhanden.

Dagegen enthalten die glazialen Geschiebemergel viel Quarzsand; daneben Kaliglimmer; wenig lösliche Kieselsäure (aus den verwitterten Feldspäten); Kalk- und Magnesiakörnchen. Es sind keine Diatomeen zu sehen.

¹⁾ Die Analysen sind ausgeführt von der Großh. chemischen Prüfungsstation für die Gewerbe in Darmstadt; jede Zahl wurde zweimal bestimmt.

Der Gehalt der hier analysierten glazialen Mergel an Kalk und Magnesia wird vorwiegend aus den Triasbergen der ganzen Gegend, besonders aus dem Oglitotale (wie die Geschiebe beweisen) herkommen; weniger aus der liegenden Seekreide, da diese ja bald von den Grundmoränen des Ogligletschers zugedeckt wurde.

Die weißen Diatomeenmergel („Marna bianca“) sind chemisch und mikroskopisch eine typische Seekreide, wie sie so häufig in Süßwasserseen abgelagert wurde und wird.

Die glazialen Geschiebemergel wechsellagern ganz unregelmäßig mit groben Quarzsanden, mit Kiesen und Geröllagen; überall sieht man in dem zähen grauen Mergel die kleinen und großen Geschiebe.

Es sind also zwei petrographisch ganz verschiedenartige Gesteine, welche A. BALTZER irrtümlich miteinander identifiziert hat: die weiße Seekreide und der graue Geschiebemergel.

Die Lagerung der beiden verschiedenartigen Absätze ist derartig, daß im unteren Teile der vielfach gewundenen Borlezzaschlucht die diluvialen Geschiebemergel, im oberen Teil die pliocäne Seekreide ansteht; jene greifen diskordant über diese nach Westen über.

In der Hochfläche bei Pianico ist früher an einer Stelle, welche A. BALTZER auf seiner Kartenskizze mit vier Kreuzen und einem Stern angibt, die Diatomeen-Seekreide aufgeschlossen gewesen; früher haben italienische Geologen hier aus einer Grube Blätter und Diatomeen beschrieben. Dr. CORTI hatte 1892 diese Marna bianca mit *Rhododendron ponticum*, *Buxus* usw., mit Fischen, sowie mit den von ihm beschriebenen 42 Diatomeenarten, von denen eine Anzahl mit tertiären Arten übereinstimmen, ganz richtig als präglazial, und zwar als jungtertiär betrachtet. Da A. BALTZER diese Stelle bei Pianico kannte und hier die Marna bianca in einer Grube aufgeschlossen vorfand, begreife ich nicht, wie es möglich war, daß er die weiße Seekreide aus der Borlezzaschlucht und dieselbe Marna bianca CORTIS und SORDELLIS von Pianico mit den glazialen Geschiebemergeln und den glazialen Bändertonen der unteren Borlezzaschlucht identifizieren konnte¹⁾; auch daß er in seiner blätterführenden Seekreide die

¹⁾ Auf beiden geologischen Karten, N. Jahrb. Min. 1896, Taf. III, und Geologie des Iseo Sees 1901, und in seinen Profilen hat A. Baltzer die Seekreide als „Inter-glazialen Mergel, Ton und Kalk“ eingezeichnet, im ganzen Becken von Pianico—Sellere.

Diatomeen nicht gesehen hat, obwohl CORTI früher die zahlreichen Diatomeen von Pianico beschrieben hatte.

Westlich von Pianico auf dem Plateau stehen die Kuppen vom Hauptdolomit zutage, welche auf ihrem verdeckten Nordabhange den oben im Profile Nr. 10 eingezeichneten Gehängeschutt zwischen die Schichten der Seekreide in der nahe nördlich von hier durchziehenden Borlezzaschlucht erzeugten; die Hauptdolomitmuppen waren in diesem Frühjahr gerade durch kleine Steinbrüche gut aufgeschlossen zur Gewinnung von Schottern für die neu angelegte Straße; diese Hauptdolomitmuppe in der Seekreide sieht man in meinem hier beistehenden Profile Nr. 11, welches einen Längsschnitt durch den Talboden von Pianico—Sellere bis hinunter zum Iseo See darstellt.

Ich will hier nicht die von den italienischen Geologen, sondern nur die von A. BALTZER gesammelten und von ED. FISCHER beschriebenen Pflanzen aus der weißen Seekreide des oben gekennzeichneten Fundortes in der Borlezzaschlucht oberhalb Sellere anführen:

Carpinus betulus L. Hainbuche.

Corylus avellana L. Haselnuß.

Castanea sativa Mill. Echte Kastanie; stammt aus Südeuropa.

Sorbus aria Cr. Eberesche.

Acer pseudoplatanus L. Bergahorn.

— cf. *insigne* Boiss. et Buhs., ist mit der vorigen nahe verwandt und bewohnt jetzt den Kaukasus.

— cf. *obtusatum* W. K., jetzt auf der Balkanhalbinsel und Süditalien.

Viburnum lantana L. Schneeball.

Rhododendron ponticum L. Blätter und Fruchtkapseln.

Buxus sempervirens L. Buchsbaum.

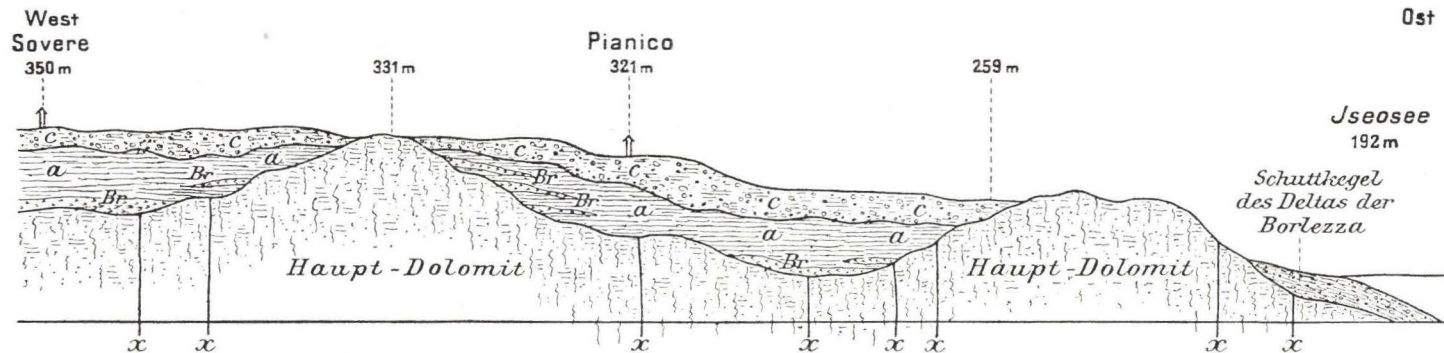
Ulmus campestris L.? Feldulme.

Populus nigra L. var. *pyramidalis* Roz., die sogenannte italienische Schwarzpappel; stammt aus Norditalien, Krim, Himalaja.

Abies pectinata DC. Weißtanne.

Pinus Peuce Griseb., eine Kiefer, welche jetzt in Mazedonien und Montenegro wächst.

Diese Flora stimmt, wie ED. FISCHER hervorhebt, mit derjenigen aus der weißen Höttinger Breccie überein, wie wir aus dem Vergleich mit den oben (S. 78—80) angeführten Höttinger Pflanzen erkennen können;



Profil 11. Maßstab 1 : 25 000.

Durch das untere Borlezza-Thal bis zum Iseo See, gezeichnet von R. Lepsius. 1910.

a = oberpliocäne Seekreide mit *Rhododendron ponticum*.

Br = Dolomit-Breccien, Gehängeschutt des Hauptdolomites in der Seekreide.

c = Grundmoränen des diluvialen Ogliogletschers.

xx = Verwerfungen.

es fehlen die kleineren krautartigen Pflanzen wohl wesentlich deswegen, weil die Blätter hier von einem Flusse oder vom Winde in den See von Pianico—Sellere eingeflößt oder eingeweht wurden, während die Höttinger Pflanzen direkt an ihrem Standorte verschüttet worden sind. Übrigens würde die Flora aus der Seekreide von Pianico—Sellere jedenfalls viel größer werden, wenn dort längere Zeit gesammelt würde: denn die Marna bianca in der Borlezzaschlucht ist außerordentlich reich an Pflanzenresten und in dem sehr feinen Gesteine sind alle Formen vorzüglich erhalten.

Diese Flora von Pianico—Sellere bestätigt wieder den Charakter der pontischen Pflanzenarten, wie von Hötting; die beigemischten mitteleuropäischen Bäume wachsen jetzt ebenfalls in den pontischen Gebirgen, speziell in dem südwestlichen Kaukasus, dem alten Kolchis, und in den Bergen des Sandschaks Trapezunt¹⁾.

Einige dieser Pflanzen aus der Seekreide von Pianico—Sellere fanden sich auch in den gleichartigen Ablagerungen von Lefte in der Val Gandino, ca. 300 m über dem Meere, einem Seitental der Val Seriana, 15 km westlich von Lovere am Iseo See, sowie von Cadenabbia am Comer und von Lugano am Luganer See. Die mächtige Mergelablagerung von Lefte enthält Braunkohlenflötze; in diesen wurde vor ca. 40 Jahren ein Skelett von *Elephas meridionalis* Nesti, dessen Reste die oberpliocänen Schichten von Südeuropa charakterisiert, gefunden; seine Backenzähne mit den wenigen, mehr rautenförmigen Querleisten zeigen die Übergänge zu den indischen Stegodonten, den Nachfolgern der Mastodonten. Vom *Elephas meridionalis* stammen die jetzigen afrikanischen Elefanten. Also auch hier ein südeuropäischer, ein oberpliocäner Typus in den Seeablagerungen von Lefte.

So spricht denn alles, die Lagerung der Schichten, die Süßwasserseebildung, die pontische Flora für ein präglaziales, und zwar für ein oberpliocänes Alter der blätterführenden weißen Mergel von Pianico—Sellere. Auch dieses sogenannte „interglaziale“ Profil scheidet daher aus.

Ich will hier schließlich noch erwähnen, daß A. BALTZER für dieses Borlezzatal von Pianico—Sellere die Schweizer Bezeichnungen:

¹⁾ Vergl. H. von Handel-Mazetti, Ergebnisse einer botanischen Reise in das pontische Randgebirge im Sandschak Trapezunt; in Annalen d. k. k. naturhist. Hofmuseums. 23. Bd. Wien. 1909.

Nieder-, Hochterrasse und Deckenschotter verwendet. Ich muß gegen eine solche Übertragung protestieren. Der Fluß hat aus dem flachen alten Talboden, unter dem die Seekreide und die Grundmoränen lagern, allerdings verschiedene Talstufen ausgefurcht; er hat sich schließlich eine mehrere Kilometer lange, gewundene Schlucht von 20—30 m Tiefe in die pliocänen und glazialen Ablagerungen eingeschnitten, und zwar weil er den vorliegenden Riegel des Hauptdolomites zum Iseo See hinunter immer tiefer durchgesägt hat; jetzt fließt er in einer ganz engen und zum Teil unterirdischen Klamm durch den Dolomit mit ca. 60 m Fall zum Iseo See, in den er ein ansehnliches Delta hinausgebaut hat.

Eine Übertragung der Aargauer Terrassenbezeichnung auf die verschiedenen Erosionsstufen des Borlezzaflusses ist deswegen untunlich, weil diese Stufen jünger sind als die Grundmoränen des Ogliogletschers; diese entsprechen der größten Vergletscherung, während die Aargauer Deckenschotter und Hochterrassen älter sind als die Haupteiszeit. Auch von einer Niederterrasse kann man hier nicht sprechen, da der Borlezzafluß nur immer tiefer sich in den Untergrund eingeschnitten hat zur Ausgleichung des Niveaus: Pianico liegt in 320—333 m, der Spiegel des Iseo Sees in 192 m über dem Meere; die Luftlinie von der Kirche in Pianico bis zum Iseo Seeufer beträgt kaum 2 km.

Endlich bemerke ich, daß wir hier ein vortreffliches Beispiel vor uns sehen von einer tektonischen Seebildung: ein tiefer und großer Süßwassersee wurde aufgestaut durch einen quer vorliegenden Verwerfungsriegel von demselben triasischen Hauptdolomit, der auf den übrigen Talseiten hoch in den Bergen ansteht.

Solche Stauseebildung wird häufig von A. PENCK und anderen Geographen als Typus von Gletschererosion angeführt; es ist wirklich zu bedauern, daß die Seekreide von Pianico—Sellere nicht interglazial, sondern pliocän ist, sonst wäre dies für A. PENCK ein treffliches Beispiel, die Stirn eines das Borlezzatal herunterfließenden Gletschers als Meißel arbeiten und die ganze ehemalige Seetiefe im Hauptdolomit vor dem Querriegel auskolken zu lassen. Ich werde später darauf zurückkommen, wenn ich den tektonischen Ursprung der Alpenseen besprechen werde. Die Gletscher erodieren nicht, sondern setzen im Gegenteil die großen Sedimentmassen der Grundmoränen ab.

Überblicken wir noch einmal die Floren, welche wir bisher angeführt haben, so erkennen wir in ihrer Reihenfolge deutlich die Wirkungen des seit der tertiären Zeit abnehmenden europäischen Klimas: in der oberpliocänen Stufe von Hötting und vom Iseo See eine Flora, welche dem Gesamtcharakter derjenigen Pflanzenwelt entspricht, die jetzt in den pontischen Bergen, vor allem auf den südwestlichen Abhängen des Kaukasus (in Kolchis—Mingrelien) und gegenüber auf den Bergen von Trapezunt wächst; als häufigste und charakteristische Art ist *Rhododendron ponticum* zu nennen.

Danach haben wir eine altdiluviale Flora, diejenige von Utnach und Dürnten kennen gelernt, eine Flora, welche in ihrer Gesamtheit wenig von der dort jetzt wachsenden Pflanzenwelt abweicht; dagegen zeigt sie einen wesentlich anderen Charakter als die oberpliocäne pontische Flora von Hötting und vom Iseo See; auch tritt statt des *Elephas meridionalis* der *Elephas antiquus* auf.

Etwas jüngeres Alter besitzen die Pflanzen von Güntenstall. Beide diluviale Floren, die von Utnach—Dürnten und von Güntenstall, unterscheiden sich von der jetzigen dadurch, daß die Buchen fehlen und an ihrer Stelle die Eichen und Kiefern die Hauptwaldbäume waren; dies weist darauf hin, daß zur diluvialen Eiszeit in Westeuropa ein kontinentaleres Klima herrschte, das heißt, daß der europäische Kontinent höher im Niveau und weiter entfernt vom Ozean lag als zur jetzigen Zeit.

Was endlich die Dryasflora betrifft, wie wir eine solche von Schwerzenbach am Greifensee kennen lernten, so entsprechen solche Floren am meisten der jetzigen hochalpinen Region. Wir dürfen aber daraus nicht auf ein kälteres Klima der diluvialen Zeit der Erde schließen, sondern gerade wie jetzt die hochalpine Flora (in ihrer Gesamtheit) einen lokalen Charakter trägt, und zwar denjenigen der höchsten Berge der Alpen, so können wir den fossilen Dryasfloren auch nur eine örtliche, aber keine tellurische Bedeutung zuschreiben. Die Alpen standen während der Haupteiszeit höher über dem Meere als jetzt; daher ist eine Dryasflora entstanden; sie war vermutlich viel weiter in den Alpen zur mittleren Diluvialzeit verbreitet als jetzt, wo sie in ihrer Gesamtheit auf die höchsten Gletscherregionen beschränkt worden ist, weil inzwischen zur jüngeren Diluvialzeit die Alpen mit ganz Europa in ein tieferes Niveau abgesunken waren.

Gegenüber der miocänen Flora, z. B. derjenigen von Oeningen, zeigen sich wesentliche Unterschiede im gesamten Charakter der pliocänen und der diluvialen Pflanzenwelt; zur miocänen Zeit wuchsen in der Gegend des jetzigen Bodensees Palmen und Feigenbäume, Kampfer- und Amberbäume, kurz eine subtropische Flora. Bis zur oberpliocänen Zeit hatte sich die Flora in eine pontische allmählich umgewandelt, also entsprechend einer südlichen gemäßigten Zone, in der bereits viele Pflanzen der mitteleuropäischen Region gediehen. Während der Diluvialzeit bildete sich in langsamen Übergängen die Pflanzenwelt heraus, wie sie jetzt in den Alpen wächst; auf den Hochalpen veränderten sich die Pflanzenarten entsprechend dem kälteren Klima; es entstand die hochalpine Dryasflora, in der z. B. aus den pliocänen Rhododendren sich die Alpenrose, *Rhododendron ferrugineum*, herausbildete. Wir dürfen dabei immer nur die Gesamtheit einer Flora im Auge haben und nicht nur einzelne Pflanzenarten berücksichtigen; denn viele hochalpine Pflanzen vermögen ja auch, wie wir gesehen haben, in tieferen Regionen zu gedeihen, wie z. B. die Alpenrose selbst — wohl in Erinnerung an ihre Vorfahren, welche während der pliocänen Zeit in den Alpen ein gemäßigteres, ein pontisches Klima gewöhnt waren.

So erkennen wir im allgemeinen von der miocänen Zeit an bis jetzt für die Alpenländer eine allmählich fortschreitende, keine sprungweise sich verändernde Entwicklung der Pflanzenwelt; an größere Wärme gewöhnte Floren weichen mehr und mehr nach Süden zurück, entsprechend dem kühler werdenden Klima Nordeuropas. Andererseits bilden sich Spezialfloren aus, sich anpassend den lokalen Verhältnissen, vor allem der höheren Erhebung des ganzen Alpengebirges und seiner entfernteren Lage vom Ozean. Nicht unbekanntere tellurische oder gar kosmische Ursachen haben den Wechsel der Floren beeinflusst, sondern regional-tektonische Verhältnisse; in zweiter Linie kommt die allgemeine Wirkung der allmählichen Abkühlung des Erdkörpers in Betracht.

6. Achenschwankung und Bühlstadium.

Als ein Beispiel wie wenig fest begründet die Zuteilung von Moränen in das bisherige Schema des alpinen Eiszeitalters war, will ich hier die sog. Achenschwankung und das Bühlstadium PENCKS

anführen. A. PENCK glaubte im Inntale mit seinen vier Eiszeiten nicht auskommen zu können, und stellte daher für die postglaziale Übergangszeit noch mehrere Vor- und Rückstöße des Inngletschers auf: „Achenschwankung“, genannt nach dem Achensee, sollte ein Rückzug des Inngletschers bis oberhalb Imst sein; danach sollte ein erneuter, wie wir gleich sehen werden, bedeutender Vorstoß des Inngletschers bis Kufstein folgen: PENCK hieß ihn das „Bühlstadium“, genannt nach den „Bühlen“, niedrigen Hügeln im Inntale (a. a. O. S. 319). Diese Stadien sollten zunächst für das Inntal gelten; aber in der Folge übertrugen A. PENCK und ED. BRÜCKNER dieselben auch auf andere Teile der Alpen. So versetzte ED. BRÜCKNER die Bildung der Utznacher Schieferkohlen in die Zeit der Achenschwankung (a. a. O. S. 531).

Für die folgende Erörterung muß man sich gegenwärtig halten, daß A. PENCK und ED. BRÜCKNER diese sowie andere Schwankungen und Stadien in die postglaciale Zeit setzten, also nach der sog. letzten oder jüngsten Eiszeit, nach der PENCKSchen „Würmvergletscherung“; und zwar taten sie dies deswegen, weil die Würmvergletscherung ihre Endmoränenlandschaft weit draußen im Vorlande der Alpen, am Inn ca. 60 km unterhalb Kufstein bei Kloster Gars stehen hatte, und nun A. PENCK alle glazialen Aufschüttungen oberhalb der „Jungmoränen“ vom Kloster Gars und von anderen Orten an zu einer jüngeren Zeit, zu seiner „postglazialen“ Zeit rechnete.

Das Tal des jetzigen Achensees entwässerte vor der diluvialen Eiszeit nach Süden in das Inntal bei Jenbach, nicht wie jetzt nach Nordwesten in das Isartal; der Achensee ist ein in dem alten Tale angestauter See, angestaut durch die Seitenmoräne des Inngletschers; die neue Wasserscheide in 949 m (nur 20 m über dem See) ist dadurch gefestigt, daß in dem alten Stausee neben der Moräne zur Eiszeit mächtige Geschiebemergel und Bändertone abgelagert wurden; dieser zähe und fette Gletscherschlamm verhinderte, daß diese schmale neue Wasserscheide zwischen dem Achensee und Jenbach später wieder durchgesägt wurde, obwohl die Höhendifferenz zwischen dem Achensee (929 m) und der 5 km entfernten Taltiefe des Inn bei Jenbach (530 m) nicht weniger als 400 m beträgt.

Man findet im unteren Talgehänge zunächst bei Jenbach die Schotter des alten Achenseetales aus der präglazialen Zeit; darüber die Moränen und Schotter des Inngletschers, hoch aufgehäuft bis oben

auf die Wasserscheide, und innerhalb dieser Moränen und Schotter, zum Teil in Wechsellagerung die lakustren Bändertone und glazialen Geschiebemergel, gegen Norden hin mächtiger werdend (vergl. das Profil Fig. 57 bei A. PENCK a. a. O. S. 322). Aus diesen aufgehäuften Materialien läßt sich die Natur des präglazialen alten Tales und des glazialen Stauwehres gut feststellen.

Aber A. PENCK faßt diese an sich ziemlich einfache Lagerung viel komplizierter auf. Er nimmt an, daß der Inntalgletscher sich in der „Achenschwankung“ bis oberhalb Imst zurückgezogen habe; daß jedoch der Zillertalgletscher aus seinem Tale vorgestossen sei, und zwar über das Inntal fort bis zur nördlichen Talwand; dieser Zillertalgletscher habe durch eine solche Bewegung zwei Stauseen aufgestaut: „Er legt sich wie ein Damm quer vor das Achenseetal, sowie quer vor das westlich gelegene Inntal und staut beide auf. Es entstehen zwei Eisseen, der eine im Achental, sein Abkömmling ist der heutige Achensee; der andere größere im Inntal maß etwa 70 km Länge bei einer mittleren Breite von 3,5 km und einer Tiefe von 200 m. Sein Areal dürfte rund 250 qkm, sein Volumen über 40 cbkm gemessen haben. Statt der Schuttkegel werden hier nun Deltaschotter abgelagert. Wir haben solche am Vomperbache, an der Mündung des Lammerbaches bei Telfs, ferner im unteren Wipptale, sowie namentlich an der Mündung des Sellraintales kennen gelernt. Hier fanden wir auch die obere Kante des Deltas; sie zeigt uns an, daß die Wasser im Inntale bis zu 790 m Meereshöhe gespannt waren“ (a. a. O. S. 333).

Alle diese Behauptungen versucht A. PENCK keineswegs zu beweisen. Er weist nicht nach, daß die Moräne auf der Achenseescheide aus Gesteinen des Zillertales besteht. Er weist nicht nach, daß sein angeblicher Zillertalgletscher einen Stausee von dem enormen Umfang von 250 qkm im Inntale aufgestaut hat; er kann keine Süßwasserabsätze in diesem angeblichen Seegebiete anführen; nur Deltaschotter und -Sande vor den Mündungen der Seitentäler (z. B. Sellraintal oberhalb Innsbrück) sind vorhanden, welche zu den älteren Talterrassen des Inntales gehören, aber keinen großen Stausee anzeigen. Er weist auch nicht das Alter weder der Moränen noch der Schotter nach. Alles schwebt in vagen Annahmen.

Selbst wenn wir A. PENCK folgen und einen Stausee im Inntale von 40 cbkm Inhalt annehmen wollten, könnten wir nur konstatieren,

daß der Zillertalgletscher einen so ungeheuren Wasserdruck niemals hätte aushalten können. Anstauung von Talwasser durch einen quer vorstoßenden Seitengletscher kommt ja bekanntlich noch jetzt gelegentlich vor, so im Öztaler Gebirge und im oberen Wallis.

Wir besitzen einen guten Bericht von einem Augenzeugen über den Vorstoß des Vernagtfeners in das Fendtal¹⁾ vom Jahre 1845 und die Verwüstungen, welche der vom Gletscher angestaute See bei seinem Durchbruche in dem abwärts liegenden Öztal am 14. Juni 1845 angerichtet hat; M. STOTTER berechnet den Inhalt des Stausees zu 336,700 Kubikklafter, das sind etwa 1,15 Mill. cbm — immer noch sehr wenig Wasser gegen die 40 cbkm PENCKS; und doch durchbrach dieser kleine Stausee im Fendtale den quer vorliegenden Gletscher, und zwar nicht nur dieses eine Mal am 14. Juni 1845, sondern oft, sodaß „keine Talbewohner in Tirol seit Jahrhunderten mit mehr Aufmerksamkeit die Gletscher beobachtet haben als die Öztaler.“

Ein so gewaltiger Stausee, wie ihn A. PENCK während der Achenschwankung im Inntal von Jenbach über Innsbruck bis Mötz 70 km lang konstruierte, würde die mehr als doppelte Länge besessen haben als der Stausee, welcher im Oberrheintale von Ilanz bis Disentis am Ende der Eiszeit entstand durch den ungeheuren Flimser Bergsturz, der das ehemalige Rheintal 800 m hoch zuschüttete.

Noch viel willkürlicher als diese sogenannte Achenschwankung und ihre Folgen und Ursachen ist PENCKS Annahme des sogenannten Bühlvorstoßes im Innthal. Nach dem Achenrückzuge soll der Inn-gletscher im „Bühlstadium“ wieder vorgestoßen sein bis Kufstein, und soll nahe oberhalb Kufstein die dort sichtbaren Endmoränen gebildet haben. Mit diesem Vorstoß im Inntale von Imst bis Kufstein begnügt sich aber A. PENCK nicht, sondern er läßt gleichzeitig den Inn-gletscher von Imst aus nach Norden über den Fernpaß mit „Ufermoränen am Fernpaß in 1700—1800 m Höhe“ (a. a. O. S. 341) und von Telfs aus über den Seefelder Paß hinübersteigen; er setzt „die Eisoberfläche während des Maximums das Bühlstadium über dem Seefelder Passe

¹⁾ M. Stotter, Die Gletscher des Vernagttales in Tirol und ihre Geschichte; mit Karte. Innsbruck. 1846. — Vergl. auch Ed. Richter, Urkunden über die Ausbrüche des Vernagt- und Gurglergletschers im 17. und 18. Jahrhundert; mit zwei Karten. In: Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. VI. Bd., S. 345—440. Stuttgart. 1892.

in 1600—1500 m Höhe“ an. Da das Inntal bei Imst und Telfs in 705—627 m liegt, so mußten die Eismassen also nach Norden zirka 1000 m ansteigen, um die angeblichen Moränen des Bühlstadiums über den Fern- und Seefelder Pässen zu bilden.

Da das Eis plastisch ist und die Gletscher wie die Flüsse talabwärts gleiten, so fragt man natürlich unter diesen Umständen: warum ist der Inngletscher, statt 1000 m über Pässe zu klettern, in PENCKs Bühlstadium nicht einfach wie in der Würmzeit PENCKs das Inntal über Kufstein wieder in die oberbayerische Ebene bis Kloster Gars hinabgeglitten? Wenn sein Ende oberhalb Kufstein (487 m) liegen bleiben sollte, wie ist es mechanisch möglich, daß er gleichzeitig auf die Ferner und Seefelder Pässe bis in 1600 und 1800 m Höhe hinaufgeklettert sein soll?

Aber A. PENCK läßt den Inngletscher im Bühlstadium nicht nur 1000 m hoch auf die Pässe steigen, sondern auch auf der Nordseite dieser Pässe hinunterfließen um das Wettersteingebirge herum, das Isar- und Loisachtal hinab und über Murnau zur Ammer und zum Lech abfließen und die Endmoränen bei Weilheim am Ammersee in 565 m Höhe bilden. (Vergl. die Karte der Verbreitung des Bühlstadiums im Inngebiete bei A. PENCK a. a. O. Fig. 60, S. 340.) Das ist also eine gewaltige Eisüberflutung des Gebirges zwischen Innsbruck und Ammersee, wie sie größer nicht zur Haupteiszeit (= Rißvergletscherung PENCKs) gewesen ist. Denn höher als 1800 m findet man über dem Fernpasse überhaupt keine erratischen Blöcke mehr. Und das war eine Überflutung ganz beiläufig in der „Postglazialzeit“; denn das sogenannte Bühlstadium stellt ja PENCK als einen postglazialen Vorstoß nach der letzten Eiszeit (= Würmvergletscherung PENCKs) dar.

Beweise gibt A. PENCK nicht. Wie wollte er auch nachweisen auf diesen Pässen zwischen Karwendel- und Wettersteingebirge oder über die Isar-, Loisach- und Ammertäler hinunter bis zum Ammersee, welche Moränen oder erratischen Blöcke seinem Bühlstadium, und welche den früheren Vergletscherungen angehören? Warum sollen die Endmoränen bei Weilheim im „postglazialen“ Bühlvorstoße des Inngletschers entstanden sein?

Ich rechne diese Endmoränen bei Weilheim einem Rückzugsstadium des Inngletschers zu und rechne alle diese Moränen und

erratischen Blöcke auf den Fern- und Seefelder Pässen der einen großen Eisüberflutung, der einen großen Eiszeit der Alpen zu. Da lassen sich keine Beweise anführen, daß hier auf diesen Gebirgen zwischen Innsbruck und Ammersee mehr als eine einzige Eisüberflutung stattgefunden hat! Weder in den Moränen noch in den Schottern der Terrassen gibt es Leitfossilien, welche anzeigen, ob dieselben der Günz-, Mindel-, Riß- oder Würmvergletscherung oder dem Bühlstadium oder anderen Stadien angehören.

Ihrer Natur nach haben alle Absätze der Eiszeit und der diluvialen Zeit in den Alpen nur eine lokale Bedeutung; jedes Flußgebiet für sich hat seine eigenen Schotterterrassen, seine eigenen Erosionen geschaffen; man darf sie nicht ohne weiteres auf ein anderes Flußgebiet übertragen. Es sind nicht marine, nicht einmal lakustre Sedimente, diese Moränen und fluvioglazialen Schotter, es sind terrestrische Schuttanhäufungen ohne jede feste Orientierung. Daher darf nicht ohne weiteres vorausgesetzt werden, daß diejenigen Flußschotter, welche F. MÜHLBERG im Aargau Hochterrassenschotter nennt, zur selben Zeit abgelagert wurden wie diejenigen Flußschotter, welche von A. PENCK im Inntale als Hochterrassenschotter bezeichnet werden. Und wenn man nun mit G. STEINMANN neben den Hochterrassen noch eine Mittelterrasse annimmt, und eine solche Mittelterrasse ebenfalls schematisch durch alle Alpentäler und Alpenvorländer durchziehen will, so wird tatsächlich dadurch die Verwirrung in den Schotterterrassen nur immer größer.

Ein erodierender Fluß muß sich nach der Härte und Lagerung der zu durchnagenden Gesteinsarten richten; weiche Gesteine durchfurcht er schnell, durch harte Gesteine vermag er sich nur langsam durchzusägen. Von dieser verschiedenartigen Arbeit hängen aber die Talformen ab und der Wechsel von Erosionsschluchten und Akkumulationen.

Wie könnten da in einem Flußtale zur selben Zeit und in denselben Niveaus Erosionen entstehen und Schotter abgesetzt werden wie in einem anderen Flußtale?

Warum sollen die Schotter, welche A. PENCK in dem oben (S. 17) abgebildeten Profile oberhalb München als Deckenschotter und als Hochterrassenschotter bezeichnet, absolut zur selben Zeit abgelagert worden sein wie diejenigen Schotter, welche im Aaretale Decken- und Hochterrassenschotter genannt werden? Es gibt keinen Beweis dafür.

Sogar die Abtrennung von Deckenschottern und Hochterrassenschottern auf der bayerischen Hochebene durch A. PENCK und ED. BRÜCKNER ist zumeist eine ganz willkürliche, nämlich in den großen Flächen, in denen keine Erosionseinschnitte zwischen den beiden Schotterdecken vorhanden sind.

Freilich soll die Oberfläche der Deckenschotter im Liegenden von Hochterrassenschottern verwittert sein; es sollen Orgeln, Gletschermühlen vorhanden sein. Aber diese Erscheinungen sind tatsächlich nur an wenigen Punkten beobachtet worden. Und an diesen Punkten hängen sie nicht ab von sogenannten interglazialen Intervallen, sondern solche Erscheinungen haben ganz lokale Ursachen: sie entstehen im Oszillationsgebiete der Gletscherzungen. Aber über weite Flächen, über die sämtlichen Vorländer der Alpen lassen sich solche Verwitterungsgrenzen keineswegs verfolgen, und noch weniger läßt sich beweisen, daß sie an verschiedenen Orten gleichzeitig entstanden wären.

Terrestrische Anhäufungen von Flußschottern oder terrestrische Erosionen in Flußtälern vertragen der Natur der Sache nach keinen derartigen Schematismus, wie er bisher für das Eiszeitalter der Alpen und ihrer Vorländer durchgeführt werden sollte.

7. Die Entstehung der alpinen Randseen.

Die Seen am Rande und im Vorlande der Alpen sind auf verschiedene Weise entstanden; sie sind, wie jeder Süßwassersee, aufgestaute Talwässer, und die Frage nach ihrer Entstehung geht also dahin: wodurch wurden die einzelnen Alpenseen aufgestaut?

Ich sehe im allgemeinen die Ursache der Aufstauung darin begründet, daß die betreffenden Talstrecken bei der Absenkung des Alpenkörpers zur jungdiluvialen Zeit ertranken, weil die Vorländer und die nächst vorliegenden Gebirge weniger tief absanken als der Alpenrand. Dies Rücksinken des Alpenkörpers in jüngster Diluvialzeit hatte ALBERT HEIM zuerst durch die rückläufigen Terrassen der Zürichseeufer nachgewiesen (siehe oben S. 8 Profil Nr. 1). Die gleichartigen rückläufigen Seeterrassen fand später A. BALTZER am Iseo See, besonders auf den Flanken der großen Insel im See¹⁾.

¹⁾ A. Baltzer, Geologie der Umgebung des Iseo Sees. Jena. 1901. S. 18: IV. Die rückläufigen Terrassen und Moränen am Iseo See.

Die Terrassen überqueren die Schichten des Untergrundes und sind daher nicht etwa an diese gebunden durch Erosion, oder durch Verwitterung; sie wurden ehemals vom Flusse erodiert, welcher hier die Taltiefe ausgefurcht hat, ehe der See entstand. Der Fluß muß ursprünglich nach Süden geflossen sein; wenn jetzt trotzdem seine Erosionsterrassen nach Süden ansteigen, so muß inzwischen eine jüngere Absenkung stattgefunden haben, welche den oberen Teil des Seetales in ein tieferes Niveau absenkte als den unteren Teil desselben. „Da die Isola-Terrassen der letzten Eiszeit angehören, so hat sich die Insel zu dieser Zeit gesenkt; es hat aber die Senkung allmählich zugenommen, da die tieferen Terrassen weniger stark rückläufig sind als die oberen Terrassen, welche letztere der Senkung länger unterworfen waren.“ (A. BALTZER a. a. O. S. 19.)

Seinen jetzigen Ausfluß aus dem Iseo See bei Sarnico hat der Ogliofluß in die anstehenden Kreideschichten eingeschnitten. Auch die Jungmoränenlandschaft südlich des Iseo Sees und südlich der Stadt Iseo lagert auf Jura-, Kreide- und Tertiärstufen, welche über dem Niveau des Sees ringsum das glaziale Amphitheater in Höhen von mehr als 200 m über dem Meere umgeben. Der Spiegel des Sees liegt in 185 m über dem Meere; seine Tiefe reicht bis unter den Meeresspiegel (bis — 65,7 m) und ist in großen Flächen des mittleren Seegebietes — 50 m unter dem Meere. Das nördliche Seeende ist jetzt durch die Deltaanschwemmungen des Oglioflusses flacher geworden; aber schon 2 km südlich der Flußmündung erreicht die Seetiefe den Meeresspiegel (siehe die Karte der Seetiefen bei A. BALTZER Tafel VI). Von der „Isola“ an bis zum Ausfluß des Oglio bei Sarnico, eine Entfernung von 9—10 km steigt der Seeboden vom Meeresniveau bis + 185 m hoch an; auf beiden Seeufern stürzen die Trias- und Jurafelsen zumeist steil und oft senkrecht ab in die Seetiefe. Der Monte Guglielmo steht mit seinem 1950 m hohen Gipfel nur zirka 6 km östlich über der Mitte des Iseo Sees.

Da der Oglio in der Val Camonica und im Iseo-Seetales die älteren Diluvialterrassen und die Moränen der Haupteiszeit durch seine Erosion durchgeschnitten hat, so folgt daraus, daß die Absenkung und Ertränkung des Seetales jünger ist, jedenfalls jungdiluvial, vielleicht aber bis in die jetzige Zeit fortwirkt. Dasselbe junge Alter der Ertränkung der Alpenseen finden wir bei allen Seen am Alpenrande oder im

Vorlande; dies ist eine allgemeine und durchgehende Erscheinung. Daher nehme ich an, daß die Absenkung des Alpenkörpers und seines Vorlandes (z. B. auch der Tiefschweiz vom Genfer- bis zum Bodensee) erst in jüngster Diluvialzeit geschehen ist und vielleicht noch jetzt fort dauert.

Bleiben wir zunächst beim Iseo See, so erklärt A. PENCK seine „Übertiefung“ natürlich durch die bekannte, in der Hauptsache von J. TYNDALL (1862) herrührende Theorie der Ausflügung der Taltiefen durch die Gletscher. Ich habe wiederholt sowohl auf die physikalisch-mechanische Unmöglichkeit solcher Eiserosion, als auf die Tatsachen hingewiesen, welche gegen die Talerosion durch Gletscher sprechen¹⁾. Der härtere Körper, die Gesteine, können nicht durch weichere Körper, das Eis, durchgeschnitten werden; man zersägt die Granite mit Schmirgel, aber nicht mit Butter.

Hier im Iseo See ragt mitten im See eine große Insel empor, 414 m über den Spiegel und 664,7 m über den tiefsten Punkt im See, der nahe dem Nordende der Isola gemessen wurde. Wie sollte der Ogliegletscher die zumeist außerordentlich harten Trias-Jurakalksteine und Dolomite bis in Tiefen von 250 m unter den jetzigen Seespiegel ausgekolkt haben, ohne diese hochaufragende Hauptinsel und die drei kleineren Nebeninseln gleichzeitig zu vernichten? Wie hätte der Ogliegletscher seine Grundmoränen, der Masse nach einen weichen Schlamm und losen Sand mit unendlich vielen kleinen und großen Geröllen, überall absetzen und hinterlassen können, wenn er die entgegengesetzte Kraft der Erosion gleichzeitig hier in der Iseotiefe und in der Val Camonica ausgeübt hätte?

Wir sehen jetzt allerorten, wo die Gletscherenden stark zurückgegangen sind, z. B. am Rhonegletscher bei der Furka, daß unter dem Gletscherende keine Erosionsmulde existiert; die Felsoberflächen sind nur geschrammt und geglättet, und zwar nicht direkt vom weichen Eise, sondern durch die harten Gesteinsstücke und die Quarzsande, welche vom Gletscher bei seinem Abwärtsgleiten mitgeschleift werden.

Die Taltiefen der Alpen waren zum großen Teil bereits vor der Eiszeit in ihren allgemeinen Formen vorhanden: das beweist die Lagerung der Moränen in den Tälern. Die Täler wurden während der diluvialen Zeit noch etwas vertieft, falls ein stärkeres Gefälle des

¹⁾ Siehe meine Geologie von Deutschland. II. Bd., S. 478—481. Leipzig. 1910.

Flusses durch Tieferlegung seiner Mündung bei tektonischen Bewegungen geschaffen wurde. Aber sie wurden nicht durch die Gletscher ausgepflügt. A. PENCK nimmt an, daß nicht nur der Iseo See, sondern auch die Val Camonica durch den Ogliogletscher übertieft worden sei; als Beweis dafür führt er das Zurückbleiben der Seitentäler an. Dies ist kein Beweis für Gletschererosion. Die Nebentäler bleiben in ihrer Vertiefung hier wie überall in den Alpen gegen das Haupttal deswegen zurück, weil sie weniger Wasser führen als dieses und daher langsamer erodiert werden.

A. PENCK möchte auch hier in der Val Camonica sein Schema der verschiedenen Vergletscherungen und Stadien durchführen: Rißeiszeit und Würmvergletscherung, Bühl-, Gschnitz- und Daunstadien werden auf Grund verschiedener Seiten- und Quermoränen am Oglio aufwärts mit ihren Schneegrenzen festgelegt (a. a. O. S. 838). Daß solche Übertragungen und Benennungen ganz willkürlich sind, brauche ich kaum hervorzuheben. Der diluviale Ogliogletscher, auf der Südseite der Alpen gelegen, soll hier ganz dieselben speziellen Stadien durchgemacht haben wie der Inngletscher auf der Nordseite der Alpen? Das nennt man doch der Natur Gewalt antun zuliebe eines künstlichen Schemas!

Ich kann in der Verteilung der Moränen in der Val Camonica und am Iseo See nur die folgenden Stadien feststellen: der Ogliogletscher glitt während der älteren diluvialen Zeit allmählich immer tiefer von den höher als jetzt über dem Meere stehenden Alpen in die bereits vorhandenen Täler hinab; der jetzige Iseo See bildete den unteren Abschnitt des Alpental, in welchem der Gletscher hinabfloß. Der Ogliogletscher reichte zur Haupteiszeit bis zum Nordrande der Poebene, und zwar bis zum Monte Orfano. Hier zwischen der Stadt Iseo und Rovato liegen seine Endmoränen, jetzt in 200 m Tiefe über dem Meeresspiegel. Auch die unteren Teile der Seitentäler, so das Borlezzatal bei Pianico—Sellere, waren zur Haupteiszeit vom Eise des Ogliogletschers überflutet; in den oberen Teilen hingen ihre eigenen Gletscher, so daß sich die Moränen der Nebengletscher mit denjenigen des Ogliogletschers mischen.

Als zur jüngsten Diluvialzeit die Alpen in ein tiefes Niveau absanken, ging infolge der zunehmenden Wärme der Ogliogletscher zurück und der untere Talabschnitt ertrank; in dem früheren offenen

Tale entstand der Iseo See. Oberhalb des Sees in der Val Camonica begegnen wir talaufwärts mehreren Stirnmoränen, welche einen etappenförmigen Rückzug des Gletschers, entsprechend den wiederholten tektonischen Einbrüchen des Alpenkörpers, also Stillstandsstadien des Gletscherrandes anzeigen.

„Interglaziale“ Ablagerungen oder irgendwelche interglaziale Zeiten sind am Iseo See oder im Ogliotale nicht nachzuweisen; BALTZERS interglaziale Seekreide von Pianico—Sellere ist präglazial und gehört der oberpliocänen Stufe an, wie wir gesehen haben.

Man hat sich stets darüber gewundert, daß die Tiefen der italienischen Alpenseen jetzt noch weit unter den Meeresspiegel greifen, und daß sie während der Diluvialzeit nicht zugeschüttet worden seien, obwohl die ungeheuren Schuttmassen in den Moränenlandschaften südlich der Seen lagern, und obwohl die dahinterliegende Poebene, eine alte Bucht des Adriatischen Meeres, mit den fluvioglazialen Schottern angefüllt und zugeworfen wurde.

Eine der früheren Erklärungen dieser merkwürdigen Tatsache war die, daß die Gletscher den Schutt auf ihrem Rücken, also als Oberflächenmoränen über die Seetiefen hinübergetragen hätten. Diese Annahme ist an sich unmöglich, da das Eis der Gletscher ja auf der Seeoberfläche schwimmen mußte, indem es leichter als Wasser ist; dabei wären die Gletscher aber völlig zerbrochen und hätten ihren Schutt nicht nach Süden hinübertransportieren können; vielmehr wären alle Moränenmassen in die Seetiefe gestürzt und hätten diese zuerst ausfüllen müssen.

Es gibt also keine andere Erklärung als diejenige, daß die Seen jünger sind als die Moränenlandschaften, welche die Süden der Seen umkränzen.

Der Gardasee liegt mit seinem Spiegel 61 m über dem Meere; seine größte Tiefe ist 362 m, also — 301 m unter dem Meeresspiegel; die Moränenwälle südlich des Gardasees erheben sich bei Lonato auf 232 m, bei Solferino auf 206 m über dem Meere. Die größte Höhendifferenz beträgt also 533 m zwischen der größten Tiefe des Sees und der größten Höhe der Moränen an seinem Süden.

Auf den Bergen beiderseits des Gardasees steigen die erratischen Blöcke bis 800 m über den Seespiegel: so fand ich¹⁾ im Jahre 1875

¹⁾ R. Lepsius, Das westliche Südtirol. S. 145. Berlin. 1878.

in der Val di Bondo über Tremosine auf der Westseite des Lago di Garda einen kleinen See, der durch eine mächtige Seitenmoräne des Sarcagletschers gestaut ist; Blöcke vom Tonalit des Adamello, Quarzporphyre, Verrucano und andere erratische Gesteine aus den Hochalpen liegen hier ca. 800 m über dem Gardasee in einem Hochtale, das nur in der Trias, vorwiegend im Hauptdolomit (obere alpine Trias), eingeschnitten ist. Ebenso hoch steigen drüben am Monte Baldo die erratischen Blöcke.

Als der Sarcagletscher am Monte Nota und am Monte Baldo seine erratischen Blöcke in Höhen bis zu 800 m über dem Seespiegel absetzte, konnte er mit seiner Unterfläche unmöglich auf einer mehrere hundert Meter tiefen Wassermasse schwimmen; das ist physikalisch unmöglich. Der Gletscher konnte aber auch das Wasser des Sees nicht aus seiner Tiefe hinausdrücken — das ist ebenfalls physikalisch unmöglich, da das Eis leichter ist als Wasser und also wie in dem arktischen und antarktischen Meere auf dem Wasser schwimmen mußte.

Die Auskolkung der Seetiefe durch den Sarcagletscher ist aus denselben Gründen ausgeschlossen: falls der Gletscher im festen Gebirge eine Tiefe erodieren könnte — was ich leugne, wie ich wiederholt hervorgehoben habe —, aber angenommen, der Sarcagletscher hätte wirklich begonnen, sich hier eine Taltiefe auszukolken, so mußte sich diese Taltiefe ja sofort mit Wasser füllen und den Gletscher an die Oberfläche seiner Seetiefe heben, wodurch dann der Gletscher jede ihm etwa innewohnende erodierende Kraft verloren hätte.

Wenn ein Gletscher das Meer oder einen See erreicht, so fängt er bekanntlich an zu „kalben“, das heißt er geht in Stücke, die im Wasser schwimmen. Das können wir z. B. im kleinen im Merjelensee, der neben dem großen Aletschgletscher am Nordfuße des Eggishornes steht, im großen Maßstabe an den Gletschern der grönländischen Küsten beobachten: da wo die Gletscher in die Buchten und Fjorde vom Festlande herunter einmünden, zerbrechen sie in unendlich viele Stücke, es entstehen Eisberge und Packeis. Kein Gletscher der Erde fließt geschlossen in das Meer, kein Gletscher verdrängt das Wasser eines Sees, sondern er schwimmt zerstückt auf der Wasserfläche. Der Grund hierfür ist ein physikalischer: das Gletschereis ist an sich und außerdem durch die vielen Luftblasen, die es enthält, leichter als das Wasser: sein spezifisches Gewicht ist

bei 0° in den Alpen 0,86 bis 0,91, je nachdem es Luftblasen in größerer oder geringerer Menge enthält.

Die auf dem See schwimmenden Eisberge und Eisstücke hätten keinen Druck ausüben können auf die Bergflächen und hätten nicht die an so vielen Stellen über dem Gardasee sichtbaren Gletscherschliffe erzeugen können. Noch viel weniger hätte ein im Wasser schwimmender Eisberg größere Schollen fortschieben können, wie die Scholle von Scaglia, welche bei Torri über Tithon vom Sarcagletscher fortgeschoben und mit Moränenmaterial verknetet wurde¹⁾.

Die Auskolkung der oberitalienischen Seen durch die diluvialen Gletscher ist also aus physikalischen und mechanischen Gründen unmöglich.

Es bleibt demnach meiner Ansicht nach nur die eine Erklärung der Seetiefen übrig: es sind ertrunkene Flußtäler, ertrunken in der jungdiluvialen oder, wie ich sie genannt habe, in der skandinavischen Periode des Diluviums. Geradeso wie das Landgebiet der Ostsee am Ende der Diluvialzeit unter den Meeresspiegel getaucht wurde, und analog der Entstehung der norwegischen Küstentiefe²⁾, welche durch die Senkung von Skandinavien erzeugt wurde, so sank der Alpenkörper am Ende der diluvialen Zeit relativ tiefer ein als seine Vorländer; durch diese Bewegung, die natürlich wie jede tektonische Absenkung großer Land- oder Gebirgsmassen nicht gleichmäßig in allen Teilen der Alpen, sondern ungleichförmig in Schollen- und Tafelbrüchen geschah³⁾, wurden viele Talstrecken in den Alpenrändern ertränkt. Daraus erklärt sich auch die allgemeine Randständigkeit der Alpenseen.

Ich brauche nicht besonders hervorzuheben, daß ich den Gardasee (ebensowenig die anderen italienischen Alpenseen) nicht für einen durch Verwerfungen, Grabenbrüche, kurz durch Dislokationen erzeugten Spaltensee halte, sondern ich betrachte die Seetiefe als ein Erosionstal der Sarca, erodiert der Hauptsache nach vor der diluvialen Eis-

¹⁾ Siehe E. Koken, Bewegung großer Schichtmassen durch glazialen Druck; mit einer Figur. Zentralblatt für Min. usw. Jahrg. 1900. S. 115–117. Stuttgart.

²⁾ Siehe meine Geologie von Deutschland. II. Bd., S. 517. Leipzig. 1910.

³⁾ Das Argument von A. Penck gegen die Ertränkung der oberitalienischen Seen, daß die Valle Brembana und Seriana zwischen Comer- und Iseo See keine Seen enthalten, ist daher geologisch nicht stichhaltig. Das ganze eiszeitliche Schema Pencks beruht auf der Annahme von einer Unbeweglichkeit der Alpen und ihrer Vorländer, welche geologisch nicht haltbar ist.

zeit, also in der pliocänen Zeit, ein Erosionstal, das vorhandene Spalten und Verwerfungen zum Teil benutzt hat; z. B. deuten die am Westfuße des Monte Baldo in den See herabhängenden Jurakreideschollen bei Malcesine, bei Torri und beim Kap San Vigilio darauf hin, sowie im Norden die Überhöhung der Westberge (Hauptdolomit) gegen den Monte Baldo, dessen Höhen mit Jura-, Kreide- und eocänen Stufen bedeckt sind. Der Gardasee ist kein Spaltensee, sondern eine ertrunkene Talstrecke, in präglazialer Zeit vom Sarcaflusse ausgefurcht.

Ich kann hier in dieser Abhandlung nur an einzelnen Beispielen zeigen, wie ich mir den Zusammenhang zwischen der jungdiluvialen Absenkung der Alpen und der Ertränkung von Taltiefen in den Randseen denke. Wenn ich meine neue Anschauung über die alpine Eiszeit in allen Teilen der Alpen durchführen wollte, so müßte ich ein so großes Werk wie A. PENCK und ED. BRÜCKNER schreiben.

Ich begnüge mich daher, hier am Iseo See und am Gardasee gezeigt zu haben, daß die Ertränkung dieser Seen nur durch ein Absinken der Alpen erklärt werden kann. Auf die zahlreichen übrigen Seen will ich hier nicht näher eingehen, da die Beweise für eine allgemeine tektonische Entstehung der Randseen immer dieselben sind. Ein See wie der Vierwaldstätter See, in seiner bizarren Gestaltung, läßt sich genetisch auf keine andere Weise erklären als durch Ertränkung von Talabschnitten infolge von jungdiluvialen Absenkungen des Alpenkörpers; und zwar sind die verschiedenen Talstrecken und ihre umgebenden Berge nicht gleichmäßig, sondern ungleichförmig eingesunken; die außen in der Molasse liegenden Teile sind weniger tief eingesunken als die innen im Kreidejuragebiete stehenden: Urner und Gersauer See sind tiefer als der Kűßnacht—Luzerner See. Dieses Ansteigen der Seetiefe nach außen, abgewandt von den Alpen, zeigt sich bei allen alpinen Randseen verwirklicht. Diese Tatsache weist darauf hin, daß der Alpenkörper relativ tiefer eingesunken ist als seine Vorländer; diese ungleichartige Absenkung erzeugte die Seen.

Für die Aufstauung der großen Seen in der Tiefschweiz kommt hinzu, daß das Juragebirge gegen das tief abgesunkene Molasseland während der jüngsten Diluvialzeit relativ höher angestaut wurde: der Rhonegletscher floß, wie wir oben gesehen haben, in der borealen Periode über ein höherstehendes Molasseland und über ein relativ

tieferliegendes Juragebirge. Jetzt ist dies Verhältnis umgekehrt: das Molasseland ist so tief abgesunken, daß die alten Talstrecken im Genfer-, Neuchateller-, Bieler-, Sempacher-, Hallwiler-, Zürcher- und Bodensee ertranken; das Juragebirge steht mit seiner langen Mauer höher über der Tiefschweiz; die aus den Seen abfließenden Ströme haben schwere Arbeit, die vorstehenden Jurariegel zu durchsägen. Die Perte du Rhône, die Limmatschlucht durch die Lägern, der Rheinfall bei Schaffhausen sind ganz junge Einschnitte, sonst wären die Barren längst durchgeschnitten. Die Rhone, Aare, Reuß, Limmat und der Rhein haben in diesen Strecken bereits die Niederterrassenschotter zum Teil recht tief durchgeschnitten: die Schnitte haben also erst in der skandinavischen Periode, der letzten Absenkung der Alpen begonnen.

Die Ablenkung des Rheinstromes von der Walen—Zürcher Seefurche vom Fläscherberge an nach Norden muß bereits in der atlantischen Zeit bewirkt sein; als der Rheingletscher sich nach dem Ende der borealen Periode zurückgezogen hatte bis in den Alpenrand, müssen seine Schmelzwasser die von Sargans bis Rheineck—Bregenz durchstreichenden Bergketten, deren Reste wir jetzt noch im Fläscherberge, in den Bergen bei Feldkirch, bei Koblach und anderen Orten im unteren Rheintale sehen, durchgesägt haben. Der Rhein floß daher bereits während der atlantischen Periode nicht mehr durch den Walen- und Zürcher See, sondern nach Norden quer durch die Voralpen und schnitt im Molasselande eine tiefe und breite Talfurche aus, welche durch die jüngste diluviale Absenkung in der skandinavischen Periode im Bodensee ertrank.

Durch diese Bewegungen, die Absenkung des Molasselandes, die relativ geringere Absenkung oder Aufstauung des Juragebirges erklärt sich die Muldenform der großen Seen in der Tiefschweiz: der Genfer-, Zürcher- und Bodensee sind in ihren Längsprofilen muldenförmig gebogen, die größten Tiefen liegen in ihren Mitten, das heißt in der Richtung der antiklinalen Dislokationsachse des Molasselandes.

Manche der alpinen Randseen wurden seit ihrer Entstehung durch die in sie einmündenden Flüsse zum Teil oder vollständig bereits wieder zugeschüttet. Am oberen Ende des Gardasees hat sich das Sarcadelta in die frühere Seetiefe über Arco bis nach

Torbale und Riva vorgeschoben; der Monte Brione lag vorher als Insel im See¹⁾.

R. HÖRNES²⁾ versuchte zu beweisen, daß die Salzburger Talweitung durch tiefreichende Dislokationen des Gebirges entstanden sei, und daß dieser lokale Grabeneinbruch einen interglazialen See erzeugt habe, welcher von Salzburg über Hellbrunn sich noch rund 20 km weit hinauf erstreckt habe. A. PENCK und ED. BRÜCKNER schreiben entsprechend ihrer Theorie die Salzburger Tiefe der Erosion durch den Salzachgletscher zu. Ich halte die von F. WÄHNER und R. HÖRNES nachgewiesenen Staffelbrüche im älteren Gebirge (Kreide, Jura, Trias) zu beiden Seiten des Salzburger Grabens für älter als Diluvium und setze sie in die miocäne Zeit; danach folgte zur pliocänen Zeit eine tiefe Talerosion durch Flüsse, während die Alpen in einem höheren Niveau standen, sowohl absolut höher über dem Meeresspiegel als auch relativ höher im Verhältnis zum nördlichen Vorlande. Der Salzachgletscher erfüllte diese Taltiefe zur Haupteiszeit und endigte in der Moränenlandschaft, welche sich draußen auf der Hochebene in weitem Bogen ausdehnt bis Burghausen, 45 km unterhalb Salzburg an der Salzach gelegen³⁾. In der jüngeren Diluvialzeit, der skandinavischen Periode der Eiszeit ertrank die Salzburger Talstrecke, nachdem sich der Salzachgletscher infolge der Absenkung des Alpenkörpers in die Hohen Tauern zurückgezogen hatte. Der zuerst weitausgedehnte Salzburger Salzachsee wurde durch Niederterrassenschotter und später durch alluviale Flußverschwemmungen soweit zugeschüttet, daß jetzt nur noch der Waginger See und einige Teiche in den großen Moorflächen, den Moosen und Filzen an der Glan, bei Abtsdorf, St. Pantaleon und anderen Orten übrig geblieben sind.

Aber auch die seitlich im Gebirge, in den Flyschvorbergen nordöstlich von Salzburg liegenden Seen, der Trumer- und Wallersee, sowie

¹⁾ Dieser aus Nummulitenkalken und Glaukonitmergeln bestehende Berg hätte vom Sarcagletscher fortgepflügt werden müssen, wenn die Talerosion durch Gletscher zu Recht bestünde; siehe R. Lepsius, *Das Westliche Südtirol*. Berlin, 1878.

²⁾ Rudolf Hörnes, *Der Einbruch von Salzburg und die Ausdehnung des interglazialen Sees*; in *Sitz.-Bericht. k. Akad. Wiss. math. nat. Kl.* 117. Bd., S. 1177 bis 1193. Wien. 1908.

³⁾ Vergl. die geologische Übersichtskarte des Salzburger Alpenvorlandes, in: Ed. Brückner, *Die Vergletscherung des Salzachgebietes*. Geogr. Abh. I. Bd., Heft 1. Wien. 1886.

die tiefer in den Nordrand der Alpen eingebetteten Seen, der Mond-, Atter- und Traunsee, verdanken ihre schönen Wasserflächen nach meiner Ansicht der jungdiluvialen Alpensenkung: es sind ertrunkene Talstrecken, wie schon äußerlich ihre langgestreckten Formen beweisen.

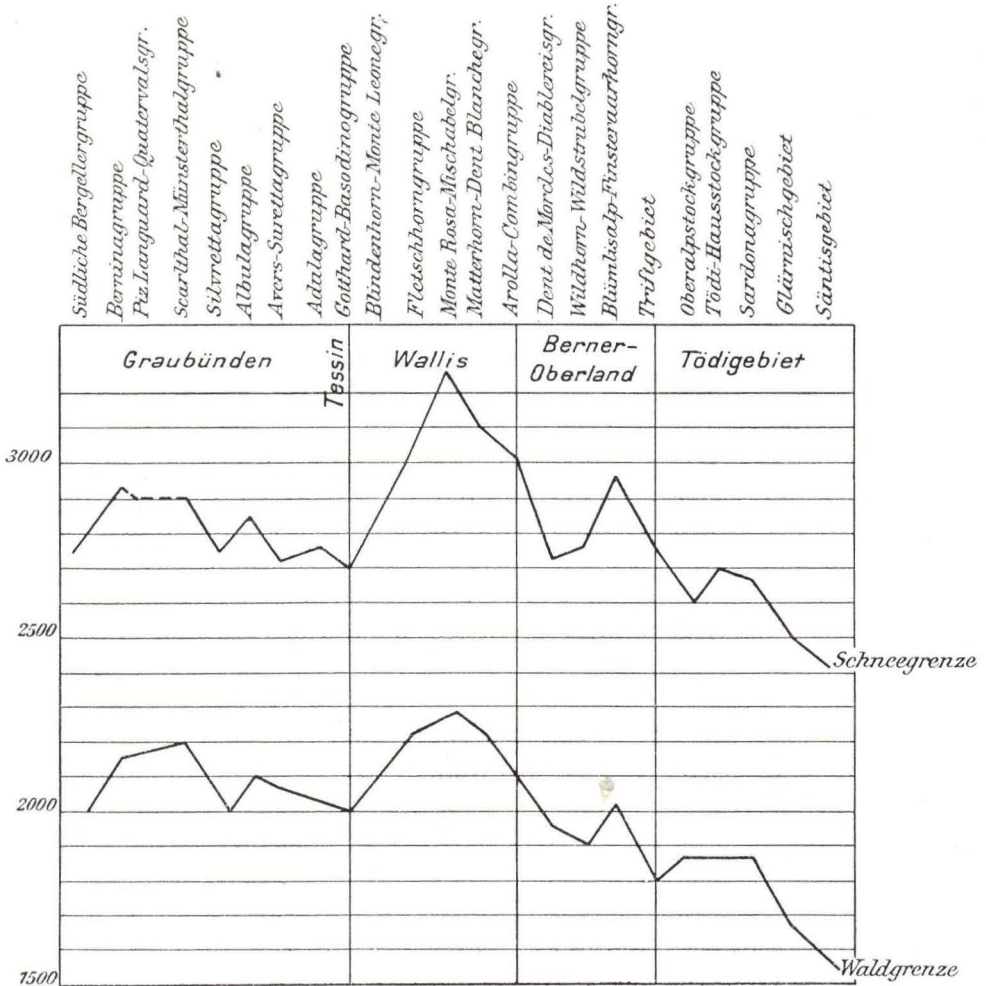
In gleicher Weise betrachte ich das große Inntalbecken innerhalb des Jungmoränen-Amphitheaters, in dessen Zentrum Rosenheim liegt, als ein am nördlichen Alpenrande in der skandinavischen Periode abgesunkenes Gebiet; die Talgewässer wurden durch die ringsum vorliegenden Stirnmoränenwälle, die sich während der Stillstandsetappe des sich zurückziehenden Inngletschers nach der atlantischen Zeit angehäuft hatten, zu einem oder mehreren großen Seen angestaut; die Reste dieser Seen der skandinavischen Senkungsperiode sehen wir jetzt in den ausgedehnten Moorflächen (Panger Filz oberhalb Rosenheim und den zahlreichen anderen Moosen und Filzen dieses Troges), sowie im Sims- und Chiemsee vor uns. Eine Übertiefung dieses weiten Troges durch Gletschererosion, wie sie A. PENCK annimmt, ist hier um so weniger mechanisch denkbar, als ja das kraftlose Ende des Inngletschers hier in der Ebene beliebig viel Platz hatte, sich nach allen Richtungen oberflächlich auszudehnen, also nicht den geringsten Grund hatte, in die Tiefe zu wühlen; vielmehr deckte ja der Gletscher die unterlagernde Molasse mit seinem eigenen Schutte zu, verrichtete also tatsächlich, ganz entsprechend den äußeren Verhältnissen und entsprechend den mechanischen Gesetzen seiner plastischen und fließenden Eismassen, die entgegengesetzte, nämlich eine auffüllende Arbeit: statt zu erodieren, erzeugte er mächtige Sedimente.

8. Die Schneegrenzen.

Die unteren Grenzen des Firn- oder des sogenannten ewigen Schnees liegen jetzt in den Alpen in recht verschiedenen Höhen über dem Meere; sie schwanken in den verschiedenen Teilen des ganzen Gebirges, sie schwanken in den einzelnen Berggruppen, ja auf ein und demselben Berge in den Hochalpen; denn diese Grenzen sind nicht nur abhängig von den allgemeinen Verhältnissen der atmosphärischen Niederschläge, welche in den Westalpen, näher dem Atlantischen Ozean, größer sind als in den Ostalpen, sondern sie bewegen sich auch an ein und derselben Bergkette auf und ab, je nach der Lage des Berg-

gehänges gegen die Himmelsrichtungen und je nach der Exposition gegen die Sonne. Außerdem erleiden diese Grenzen Abänderungen durch schneereiche oder schneearme Jahre oder durch Perioden wechselnder Niederschläge.

In der Schweiz, wo die Linien der Schneegrenzen am genauesten beobachtet worden sind, schwanken die Grenzen, wie aus dem nebenstehenden Diagramm Fig. 12 zu entnehmen ist, in weiten Grenzen, je



Profil 12.

Diagramm Nr. 12 der Schnee- und Waldgrenzen in den Schweizer Alpen, nach Ed. Imhof, a. a. O. Leipzig 1900. S. 305.

nach der Lage des Gebietes¹⁾. In den Schweizer Nordalpen steht die Schneegrenze am tiefsten mit 2450 m über dem Meere im Säntisgebirge, am höchsten mit 2950 m auf dem Aarmassiv; in den Schweizer Zentralalpen weicht die Schneegrenze am höchsten hinauf, mit 3200 m über dem Meere, in der Monte Rosagruppe, und im Oberengadin mit 2900—3000 m. Die größte Differenz beträgt also in den Schweizer Alpen (Säntis—Monte Rosa) 750 m, und im Durchschnitt ca. 600 m.

In der Schweiz wie in den Ostalpen steigen die Schneegrenzen am tiefsten in den Randketten hinab, während sie in das Innere des Gebirges ansteigen. Die Alpen wirken also jetzt im allgemeinen in Beziehung auf den Verlauf der Schneegrenzen oder auf die Mengen der Niederschläge wie eine Hochebene; nach Osten werden die Hochalpen immer schmaler, daher weichen dort die Schneegrenzen weiter von den Gebirgsrändern in das Innere zurück.

Wenn wir nun Schlüsse ziehen wollen auf Grund der Schneegrenzen, wie sie heutzutage in den Alpen verlaufen, auf die Lage der Schneegrenzen während der diluvialen Vergletscherung der Alpen, so muß von vornherein betont werden, daß die viel größere Massenausdehnung der Firnfelder, d. h. die bedeutende Vergrößerung der Bergflächen, welche über den Grenzen des ewigen Schnees lagen, die Höhenlagen der Schneegrenzen so stark verändert haben müssen, daß direkte Abmessungen und Vergleiche mit den jetzigen Schneegrenzen kaum zugänglich sein können.

Hinzu kommt, daß die Schneegrenzen auch heutzutage, je nach der Berglage, wie wir hervorgehoben haben, so verschieden hoch über dem Meeresspiegel liegen, daß schon in den Schweizer Alpen eine Höhendifferenz, durchschnittlich 600 m, im Maximum von 750 m zu konstatieren ist.

Wenn diesen Verhältnissen und Zahlen gegenüber A. PENCK und ED. BRÜCKNER in ihrem Werke (S. 588) den Abstand der Höhen-

¹⁾ Vergl. J. Jegerlehner, Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz, mit Karte der Isochionen Taf. V.; in Beitr. zur Geophysik, herausgeg. von G. Gerland. V. Bd., S. 486—568. Leipzig. 1903. — Ed. Imhof, Die Waldgrenze in der Schweiz; das. IV. Bd., S. 241—330; mit Karte der Waldisohypsen Taf. IV. Leipzig. 1900. — C. Schroeter a. a. O. 1908. II. Kap., Die Baumgrenze in der Schweiz. S. 19—38. — E. Richter, Die Gletscher der Ostalpen; mit sieben Karten, zwei Ansichten und 44 Profilen im Text. Handbücher zur deutschen Landes- und Volkskunde. III. Bd. Stuttgart. 1888.

grenzen der heutigen Schneegrenzen von denjenigen der stärksten Vergletscherung (Riß-Eiszeit) für das schweizerische Mittelland zu 1250 m annehmen, so liegt es auf der Hand, daß derartige Verallgemeinerungen unrichtige Zahlen ergeben müssen.

An einigen Beispielen will ich hier die Methoden erläutern, nach welchen A. PENCK und ED. BRÜCKNER in ihrem Werke über die Alpen im Eiszeitalter durchgängig die Schneegrenzen mit scheinbarer Sicherheit bestimmt haben.

Als Grundlage für ihre Bestimmungen gebrauchen PENCK und BRÜCKNER die jetzigen Höhenzahlen von glazialen Karen oder von Jungmoränen in ihrem Verhältnisse zu der Schneegrenze, wie sie jetzt in den Hochalpen liegt; in den seltenen Fällen, in denen eine Flora in den sogenannten interglazialen Ablagerungen vorhanden ist, wie Utznach oder Hötting, nehmen sie aus dem angeblichen warmen Klima, das diese Floren anzeigen sollen, ein völliges Zurückweichen der Schneegrenzen auf die Hochalpen an.

A. PENCK und ED. BRÜCKNER waren anfangs dabei so vorsichtig, die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenzen nur für die einzelnen Täler und Berggruppen der Alpen, speziell der Ostalpen, festzustellen; erst später wurden die speziellen Resultate verallgemeinert.

So findet A. PENCK auf den verhältnismäßig niedrigen Bergen (1200—1300 m) der Umgegend des Fuschlsees, zwischen Salzburg und St. Wolfgang gelegen, karähnliche Vertiefungen mit den Feblingseen (1070 m) und dem Eibsee (950 m): „wenn diese karähnlichen Formen hier, wie so häufig, als Betten kleiner Gletscher zu deuten sind, so müssen die niedrigen Berge beiderseits des Fuschlsees über die eiszeitliche Schneegrenze aufgeragt haben, die wir hier in 1000 bis 1100 m Höhe zu suchen hätten“ (S. 235).

Oder er nimmt als Basis für seine Berechnung die jetzige Höhe einer Moräne, z. B. im Langbethtale auf der Nordseite des Höllengebirges (1862 m) zwischen Atter- und Traunsee: „der hintere Langbethsee, oberhalb des vorderen gelegen, wird gleichfalls von einem Moränenwalle umspannt; der Gletscher, der ihn aufwarf, setzt eine Höhe der Schneegrenze von 1300 m voraus. Er dürfte dem Bühlstadium des großen Gletscherrückzuges angehören. Das Schotterfeld vor dem vorderen Langbethsee erfüllt eine Talweitung, die sich höchst auffällig in dem sonst schmalen Tale geltend macht. Wir möchten

glauben, daß sie dem Zungenbecken des Gletschers einer früheren Eiszeit angehört. Seine Schneegrenze ergibt sich nach unserem Verfahren zu gerade 1000 m, also rund 100 m tiefer als die der letzten Eiszeit. Nordwestlich vom Langbetshtale haben wir im Aurachtale bereits einige Wälle kennen gelernt, die wir als Endmoränen der Rißeiszeit deuten möchten“ (S. 236).

In ähnlicher Weise werden die eiszeitlichen Schneegrenzen durch das ganze Werk von A. PENCK und ED. BRÜCKNER hindurch für eine große Anzahl von Alpentälern festgestellt, immer analog den jetzigen Verhältnissen in den Hochalpen. Dabei setzen sie voraus, daß die Niveauverhältnisse der Alpen und ihrer Vorländer zur Eiszeit dieselben gewesen seien wie jetzt, was nach meiner Auffassung nicht der Fall gewesen ist.

Aber selbst abgesehen von dieser allgemein unrichtigen Grundlage für die Festlegung der Schneegrenzen bleibt die Einreihung der einzelnen Kare und Moränen in das PENCKsche Schema der Eiszeiten eine ganz unsichere, wie A. PENCK selber zugibt. Trotzdem aber rechnet A. PENCK z. B. für ein Tal wie das Langbetshtal mit aller Sicherheit aus:

Schneegrenze 1300 m: Bühlstadium.

Schneegrenze 1100 m: Würmvergletscherung (letzte Eiszeit).

Schneegrenze 1000 m: Rißvergletscherung (Haupteiszeit).

Jetzt liegt die Schneegrenze in den östlichen Tauern nach C. RICHTER in 2700 m Höhe.

Da die Zuteilung der Moränen in den Alpentälern zu einer der verschiedenen Eiszeiten oder Stadien des PENCKschen Systems an sich in der Regel unmöglich ist, so bestimmt A. PENCK häufig das geologische Alter der Moränen nach der von ihm theoretisch berechneten Schneegrenze; z. B. setzt er für Moränen und Schotter am Hallstätter See eine Schneegrenze fest, die „nicht tiefer als 1800 bis 1900 m, 600—700 m unter der heutigen“, gelegen habe, und schließt: „danach gehört unser Hallstätter Gletscher in das Gschnitzstadium“ (a. a. O., S. 367). Also aus der Höhenlage der Moränen wird erst die Schneegrenze ausgerechnet, und aus der Höhe dieser Schneegrenze ergibt sich dann nach dem Schema das eiszeitliche Alter der Moränen.

Im Schweizer Jura bestimmte ED. BRÜCKNER die Höhe der Schneegrenze zur Würmeiszeit im Waadtländer Jura zu 1210 m und speziell für den selbständigen Juragletscher am Mont Dôle (1680 m) zu 1270—1300 m (a. a. O., S. 587). Für das schweizerische Mittelland berechnet ED. BRÜCKNER die Höhe der Schneegrenze zur Haupteiszeit (= Rifßvergletscherung) zu 1100 bis 1200 m, also zu — 1250 m unter der heutigen Schneegrenze in den nächstgelegenen Hochalpen, obwohl die letztere in Grenzen von mehreren hundert Metern schwankt, wie aus dem Diagramm oben S. 114 zu entnehmen ist; für die letzte, Würmeiszeit zu —1150 m, für die Achenschwankung zu —700 m, für das Bühlstadium (letzter Vorstoß der Gletscher) zu —950 m usw. (a. a. O., S. 588).

Allen diesen Berechnungen von A. PENCK und ED. BRÜCKNER wird der Boden entzogen, sobald wir während der diluvialen Zeit regionale tektonische Bewegungen der Alpen und ihrer Vorländer annehmen. Wenn z. B. die Tiefschweiz zur Haupteiszeit relativ höher stand als der Schweizer Jura, so ergeben sich für die Schneegrenzen im Jura und in der Tiefschweiz ganz andere Werte als sie ED. BRÜCKNER auf der Grundlage seiner festliegenden Niveauverhältnisse berechnete.

Die Ursache der auf- oder absteigenden glazialen Schneegrenzen sehen A. PENCK und ED. BRÜCKNER in klimatischen Schwankungen des Eiszeitalters: größere Kälte kam über die Alpen zu den Zeiten der verschiedenen Vergletscherungen oder Eisvorstößen (z. B. Bühlstadium); die Folge dieser Kältezeiten war ein jedesmaliges Herabsteigen der Schneegrenzen in den ganzen Alpen und in ihren Vorländern. Höhere Wärme erschien in den Interglazialzeiten und bewirkte ein jedesmaliges Aufsteigen der Schneegrenzen¹⁾.

Ich nehme an, daß die Schneegrenzen zur Haupteiszeit nur relativ tiefer als jetzt lagen, nicht absolut; und als Ursache nehme ich keine unerklärlichen allgemeinen Klimaschwankungen Europas an, sondern eine höhere Lage des Kontinentes und seiner Gebirge über dem Meeresniveau.

Wir könnten auf Grund dieser neuen Anschauung die Berechnungen A. PENCKS und ED. BRÜCKNERS in dem Sinne verwenden

¹⁾ A. Penck und Ed. Brückner geben keine Gründe an, welche die allgemeine Temperaturerniedrigung während der alpinen Eiszeit erklären könnten; sie versuchen keine Erklärung der letzten Ursachen der diluvialen Vergletscherung Europas.

daß wir sagen: die Differenzen der Schneegrenzen bieten uns einen ungefähren Anhalt dafür, wieviel höher die Alpen über dem Meere zur Eiszeit standen als jetzt.

Wenn z. B. das Maximum der Differenz der früheren und der jetzigen Schneegrenzen für die Haupteiszeit (Rißvergletscherung) 1250 m betragen sollte, d. h. nach A. PENCKS und ED. BRÜCKNERS Auffassung die Schneegrenze während der stärksten Vergletscherung der Alpen 1250 m tiefer lag als zur jetzigen Zeit, so könnte etwa diese Zahl das Maximum der Überhöhung der Alpen zur borealen Eisperiode angeben.

Natürlich wird eine solche Berechnung jeder Sicherheit entbehren. Denn in je höhere Luftschichten die Alpen steigen, um so kälter wird die Temperatur, um so viel größere Schneemassen statt Regenmengen fallen auf die Firne und auf die Gletscher. Auch nimmt im allgemeinen mit der Höhe des Gebirges die Niederschlagsmenge zu. Je größer das über der Schneegrenze stehende Areal eines Gebirges ist, um so größer und mächtiger werden die in die Täler hinunterfließenden Gletscher. Wenn wir daher die Höhe der Schneegrenzen ausrechnen auf der Grundlage der jetzigen Höhenlage von Endmoränen, so erscheinen Fehlerquellen darin, daß die Oszillationen der Gletscherzungen um so größer sein mußten, je mehr Firneis auf den Alpen lag, und je höher die Alpen in absoluten Zahlen über dem Meere standen. Außerdem hängen die Mengen der Niederschläge ab von der größeren oder geringeren Entfernung der Alpen vom atlantischen Ozean; wenn also die Meeresküsten in der borealen und atlantischen Zeit weiter entfernt lagen von Mitteleuropa als dies jetzt der Fall ist, so erhielt der Kontinent und seine Gebirge weniger Niederschläge als jetzt und die Schneegrenzen lassen sich nicht nach einem konstanten Verhältnis berechnen.

Endlich bringt der warme und feuchte Golfstrom dem westlichen Europa jetzt stärkere Niederschläge. Ich nehme an, daß der Golfstrom während der borealen und atlantischen Periode nicht die Westküsten von Nordeuropa wie heutzutage bespülte, weil in jenen Zeiten noch eine nordatlantische Landverbindung zwischen Nordeuropa und Nordamerika bestand.

Jedenfalls weisen dem Eiszeitalter die Lößsteppen und das Fehlen des Buchenwaldes ein kontinentales, weniger feuchtes Klima zu, als es jetzt in Mitteleuropa herrscht.

Alle diese Ursachen übten ihre eigenen Wirkungen auf die Menge der Niederschläge während der alpinen Eiszeit aus: das Fehlen des Golfstromes, die entfernteren atlantischen Küsten, eine größere Höhe des Kontinents verringerten die Niederschläge; dagegen brachten die größere Höhe des Alpenkörpers und die mächtigere Entwicklung der Schnee- und Gletschermassen eine stärkere Abkühlung der Luftschichten über dem Gebirge und dadurch stärkere Niederschläge hervor.

Jedenfalls können die grundlegenden Faktoren der Niederschlagsmengen im alpinen Eiszeitalter nicht so genau fixiert werden, um die Schneegrenzen der Eiszeit in den Alpen und ihren Vorländern festzulegen; es lassen sich die Differenzen zwischen den eiszeitlichen und den jetzigen Schneegrenzen infolgedessen auch nicht für einzelne Gebiete oder für einzelne Täler der Alpen, oder für die Tiefschweiz, das Schweizer Juragebirge, die oberbayerische Hochebene oder für den Nordrand der Poebene in der genauen Art und Weise berechnen, wie das A. PENCK und ED. BRÜCKNER in ihrem Werke durchgehends getan haben.

Wenn die Schneegrenzen der Eiszeit zu berechnen wären, so könnten wir danach die Überhöhung der Alpen im Eiszeitalter bestimmen. Zum Beispiel liegt jetzt die Schneegrenze im Berner Oberlande 2400—2700 m hoch; wenn wir annehmen, daß die Schneegrenze in der Haupteiszeit dort um 1250 m niedriger lag, so könnte diese Zahl, falls alle übrigen Faktoren proportional wären (was sie nicht sind), eine Überhöhung der Alpen während der borealen Periode um 1250 m anzeigen.

Die Differenzen der Schneegrenzen werden in den Alpen von Westen nach Osten geringer; ebenso nahm die Stärke der Vergletscherung der Alpen im Eiszeitalter in den Ostalpen mehr und mehr ab, bis sie schließlich in der östlichen Steiermark ihr Ende erreichte.

Entsprechend seinem starren System weist A. PENCK den „lokalen“ Gletschern, welche Moränen in den Tälern der Ostalpen (Traun-, Ennstal und andere) abgesetzt haben, ein postglaziales Alter zu, also: Achenschwankung, Bühl-, Gschnitz-, Daunstadium (S. 352—373). Die Schneegrenze im großen Sölktales (ein südlicher Zufluß der Enns SO des Dachsteins) in den östlichen Tauern berechnet A. PENCK zum Beispiel zu 1700 m Höhe, 1000 m unter der heutigen Schneegrenze;

also: „Bühlstadium“ (a. a. O., S. 371). Ich bezweifle, daß sich hier in den Ostalpen, wo die Vergletscherung zur Haupteiszeit eine schwächere als in den Westalpen war und wo die Ostgrenze der Vergletscherung der Alpen bald erreicht wird, aus den Schneegrenzen mit einer solchen Sicherheit, wie sie A. PENCK in seinem Werke vorträgt, Rückschlüsse auf ein „Bühlstadium“ oder auf andere Stadien des PENCKSchen Schema überhaupt sich noch machen lassen können.

Jedenfalls interessiert viel mehr die tiefere Frage: aus welchen Gründen nimmt das Phänomen der Vergletscherung in den Alpen von Westen nach Osten hin ab? Bisher wurde die größere Entfernung vom Atlantischen Ozean und infolgedessen die geringeren Niederschlagsmengen dafür verantwortlich gemacht. Ich glaube, daß die nach Osten allmählich abnehmende Höhe der Alpen, so wie jetzt, auch im Eiszeitalter den geringeren Grad der Vergletscherung bedingt hat: Die Westalpen lagen zur Haupteiszeit ansehnlich höher über dem Meere als jetzt; die Ostalpen waren weniger überhöht und erlitten deshalb eine geringere Vergletscherung. Die regionalen tektonischen Bewegungen während der diluvialen Zeit waren viel stärkere in den Westalpen, besonders in der Schweiz, als in den Ostalpen; daher beobachten wir im Aargebiet die großen Höhendifferenzen in den Schotterdecken z. B. vom Aargau hinunter bis in die oberrheinische Tiefebene. In den Ostalpen dagegen verflachen alle glazialen Erscheinungen, weil die absoluten und relativen Höhenunterschiede geringer waren als in den Westalpen. In demselben Maße verringern sich die Differenzen der Schneegrenzen von Westen nach Osten in den Alpen.

9. Der Löß.

Der europäische Löß wurde oft als eine interglaziale Ablagerung angesprochen; wenn „interglazial“ in dem strengen Sinne des Wortes eine Zeit zwischen zwei Eiszeiten bedeutet, so könnte man den Löß wohl interglazial nach der bisherigen Auffassung der Eiszeiten nennen, weil er sich im wesentlichen in der Zeit zwischen der Haupteiszeit und der letzten Eiszeit gebildet hat.

Aber der Löß ist überhaupt kein unmittelbar glaziales Produkt, er hängt nur indirekt mit der Vergletscherung Europas zusammen; er ist äolischer Entstehung, ein Staub, der aus den Sanden und Schottern,

welche von den Schmelzwassern der Gletscher aus den Moränenmassen ausgewaschen wurden, vom Winde ausgeblasen und auf Grassteppen außerhalb der Gletscher abgesetzt worden ist.

Sehr selten war es geschehen, daß eine Gletscherzunge im Oszillationsgebiete der Eisfelder bis in die Steppe wieder so weit vorstieß, daß sie eine kleine Lößfläche überdeckte. Es kommt in der Tat vor, daß an vereinzelt Stellen mal Grundmoräne auf einem Lößlager aufliegt¹⁾. Ebenso selten ist es, daß echter Löß zwischen fluvioglaziale Schotter eingebettet wurde; einen solchen Fall hat L. VON AMMON vom Höllriegelsgereuth im Isartal oberhalb München bekannt gemacht²⁾, wo sich ein 2 m mächtiger Löß zwischen dem liegenden Decken- und dem hangenden Hochterrassenschotter befindet.

Daß solche Fälle von intramoränalem Löß so selten sind, kommt daher, daß Gletscher und Steppe der Natur ihrer Entstehung nach sich im großen und ganzen ausschließen; auch deswegen selten an einem Orte aneinanderstoßen, weil zwischen dem Rande der Eisfelder und den Lößsteppen in der Regel die „Sandar“, die weiten Flächen von Sand- und Schottermassen sich ausbreiten, aus denen der Löß ausgeblasen wurde. Der Löß ist daher zumeist ein extra- oder ein supramoränales Gebilde.

Die Lößgebiete dehnen sich im nördlichen Vorlande der Alpen hauptsächlich nördlich der Jungmoränenlandschaften aus, aber nur auf den Hochterrassen, niemals auf den Niederterrassen.

Durch diese Lagerung, wie sie nicht nur in den nördlichen Alpenvorländern von Lyon bis Wien, sondern in ganz Mitteleuropa die Regel

¹⁾ Ein solches Beispiel habe ich in meiner Geologie von Deutschland, II. Bd., S. 493 angeführt. — Wie nahe Gletscher und Steppen beieinander liegen können, das sehen wir in den Kaukasusländern: Steppen in Südrußland nördlich des Kaukasus, Steppen bei Tiflis südlich desselben; auf dem Hochgebirge selbst mächtige Firne und Gletscher. In der Umgegend von Baku am Südostfuß des Kaukasus dehnen sich Salzsteppen und Wüsten bis zum Caspischen Meere aus; dagegen fahren wir westlich der Tifliser Steppen in 1000 m über dem Meere auf der Wasserscheide zwischen Kura und Rion über Berge, die mit dem schönsten Buchenhochwald bedeckt sind. Drüben in Mingrelien bei Kutais auf den Südwestabhängen des Kaukasus, und weiter südlich bei Batum und in der Küstenzone des Sandschaks Trapezunt breitet sich dagegen eine südliche, fast subtropische, üppige Waldvegetation aus. In Transkaukasien stehen jetzt die Wald-, Steppen- und Hochgebirgsregionen so nahe beieinander wie zur mittleren Diluvialzeit in der Schweiz.

²⁾ L. von Ammon, Die Gegend von München geologisch geschildert; mit 1 geologischen Karte, 6 Lichtdrucktafeln und 12 Textfiguren. München. 1894.

ist, läßt sich das Alter der Lößformation genau bestimmen: der Löß ist entstanden nach der borealen, während der atlantischen und vor der skandinavischen Periode der diluvialen Eiszeit.

Steppen existierten in Europa nur während der atlantischen Periode, und zwar deswegen, weil nur in dieser Zeit die beiden Faktoren der Lößbildung in Mitteleuropa vorhanden waren:

1. Große Sand- und Schotterflächen, aus denen der Lößstaub ausgeblasen werden konnte, wurden erst frei durch den ersten, ziemlich rasch vor sich gehenden Rückzug der nordischen und der alpinen Eisfelder in den nördlichen Vorländern der Alpen und in den südlichen Gegenden des norddeutschen Tieflandes. Der Löß bedeckt daher alle Grundmoränen und Schotter, welche während der borealen Periode der Eiszeit, und alle diejenigen Moränen und Schotter, welche während der ersten Rückzugsperiode der Gletscher, nämlich während der atlantischen Periode, entstanden sind.

2. Mitteleuropa stand während der atlantischen Periode im absoluten Niveau über dem Meeresspiegel noch hoch genug, und die Meeresküsten lagen noch weit genug entfernt, daß Grassteppen sich bilden konnten.

Jetzt herrscht in Westeuropa ein ozeanisches Klima, unter dessen Wirkung in Deutschland und in der Schweiz Waldvegetation sich ausgebreitet hat, und zwar der vorherrschende Buchenwald, der ein feuchteres Klima als der ältere Eichenwald erfordert, wie wir oben (S. 57) gesehen haben.

Zur Lößzeit dagegen herrschte in Westeuropa ein trockneres Klima als jetzt, ein kontinentales Klima, unter dessen Herrschaft sich Steppen bildeten, wie sie jetzt im südlichen Rußland bestehen. Ich habe wiederholt darauf hingewiesen, daß ein sehr charakteristischer Bestandteil des Löß, die kleinen Kalkröhrchen, welche ursprünglich die Wurzeln der Gräser umhüllt haben, in den Grassteppen der Lößbedeckung gar nicht hätten entstehen können, wenn die Lößsteppen ohne Regen gewesen wären: denn der Kalk mußte vom Regen, der die Kohlensäure aus der Atmosphäre mitbrachte, erst als doppelkohlensaurer Kalk in Lösung gehen, ehe er von den Pflanzenwurzeln wieder als einfachkohlensaurer Kalk ausgefällt wurde.

Auch finden sich im Löß neben den bekannten Steppenschnecken, welche auch nicht ohne Feuchtigkeit leben können, gelegentlich, wenn

auch viel seltener, solche Schnecken, die im süßen Wasser leben, wie Limnaeen und Planorben.

Die Lößsteppen der arktischen Zeit Europas werden etwa eine jährliche Niederschlagsmenge von 30—40 cm, wie jetzt die süd-russischen Steppen, gehabt haben.

Während der Zeit des letzten Rückzuges der Gletscher, während der Zeit, welche ich die skandinavische Periode der diluvialen Eiszeit Europas genannt habe, konnten in Westeuropa keine Grassteppen mehr bestehen, weil das Klima ein feuchteres, ein ozeanisches wurde: durch die zweite starke Absenkung Europas waren die nordatlantischen Küsten so nahe gerückt, wie sie jetzt stehen, und es brachte der neu entstandene, warme Golfstrom eine anormale und feuchte Wärme nach Nordeuropa.

Daher finden wir keinen echten Löß auf der Niederterrasse¹⁾. Zu dieser Zeit wichen die Steppen nach Südosteuropa zurück, und es breiteten sich allmählich die ungeheuren Wälder aus, welche noch zur Römerzeit einen großen Teil von Deutschland erfüllten, und welche noch jetzt in Polen und im mittleren Rußland so große Flächen einnehmen.

Es muß immer wieder betont werden, daß der Löß ein ganz eigenartiges Gebilde, sowohl nach seiner petrographischen Beschaffenheit und nach seinen Fossilien, wie nach seiner äolischen Entstehung darstellt; der echte Löß ist mit keinem anderen Gestein zu verwechseln, und er findet sich in Westeuropa weder vor noch nach dem Eiszeitalter.

¹⁾ Vergl. über dejektiven Löß auf der Niederterrasse meinen Artikel über den Löß im Notizblatt des Vereins für Erdkunde usw. IV. Folge. 30. Heft, S. 10 ff. Darmstadt. 1909. — In den nördlichen Vorländern der Alpen sind bisher nirgends primär abgesetzte und sekundär verschlemmte Lössse voneinander abgetrennt worden. Auch für den Löß in der Tiefschweiz besteht daher eine große Unsicherheit über das Alter der Lößlager. Die Abhandlungen von J. Früh über postglaziale Lössse in den Schweizer Tälern, und die neueste Abhandlung von H. Brockmann-Jerosch (Das Alter des schweizerischen diluvialen Lössses, in Vierteljahresschrift der naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 54. Jahrg., S. 449—462. Zürich. 1909) konnten die Altersfrage des Lössses aus dem Grunde nicht einer Lösung näher bringen, weil sie bei ihren Untersuchungen über die Verbreitung des Löß in der Tiefschweiz nicht zwischen dem echten und dem verschlemmten Löß unterschieden haben. Vergl. in meiner Geologie von Deutschland. II. Bd., S. 491. Leipzig. 1910.

Auf der Südseite der Alpen fehlt der Löß; dort war in der atlantischen Periode kein Platz und keine Gelegenheit zur Steppenbildung. Das Klima blieb von der pliocänen Zeit her ein feuchtes, weil die Küsten des Mittelmeers nahe blieben. Es war kein hochgelegenes Vorland vorhanden: die Poebene war am Anfang der diluvialen Zeit noch eine Meeresbucht des Adriatischen Meeres und wurde allmählich durch die Moränen der südalpinen Gletscher und durch die fluviatilen Schotter zugeschüttet.

10. Schluß.

Wir haben gesehen, daß die beiden Fundorte fossiler Pflanzen, die in den Alpen bisher als interglazial galten, Hötting und Iseo See, nicht dem alpinen Eiszeitalter, vielmehr einer jungtertiären, einer oberpliocänen Bildung angehören. Wir haben dadurch einen wertvollen Anhalt für die Abschätzung des Klimas in den Alpen vor der diluvialen Zeit gewonnen, denn beide Fundorte liegen nicht am Rande, sondern im Innern des Alpengebirges: die Höttinger Breccie 1200 m über dem Meere am Südabhange der Solsteinkette über Innsbruck; Pianico—Sellere im Borlezzatale über dem Iseo See allerdings nur 330 m über dem Meere, aber doch innerhalb der Berge von 2000 m Höhe.

Die Flora dieser beiden fossilen Lagerstätten wird allgemein als eine pontische bezeichnet, weil wir sie in ihrem Gesamtcharakter auf den Gebirgen des östlichen Pontus, vor allem in Mingrelieu (Kolchis) am Südwestabhange des Kaukasus und auf dem Küstengebirge des Sandschaks Trapezunt jetzt wachsend vorfinden. Die Blätter von *Rhododendron ponticum* bilden an beiden Orten vor allen anderen Pflanzen die zahlreichsten Reste: die dichten Buschwälder der Küstenzone bei Trapezunt und der Bergwaldzone bis zu 1300 und 1400 m über dem Meere hinauf bestehen oft rein aus *Rhododendron ponticum* und *flavum*; daneben wächst in der Küstenzone und in den feuchten Tälern und Schluchten des Innern am häufigsten *Buxus sempervirens*. Die Hochwälder der Bergwaldzone, vorwiegend aus Fichten (*Picea orientalis*) und Buchen (*Fagus orientalis*) bestehend, bilden ein dichtes Blätterdach, in dessen Schatten als Unterholz die *Rhododendren* eine „immens üppige Entwicklung“ erreichen¹⁾. „Für das Klima von Trapezunt sind die große Luftfeuchtigkeit bei reichlichen, ganzjährigen Niederschlägen und die relativ gleichmäßige Temperatur die bezeich-

¹⁾ H. von Handel-Mazetti, Ergebnisse einer botanischen Reise in das pontische Randgebirge im Sandschak Trapezunt; a. a. O., S. 34. Wien. 1909.

nendsten Faktoren. In der Küstenzone herrscht dort ein typisches Seeklima, dessen milde Wirkung sich hoch ins Gebirge hinauf erstreckt“ (das. S. 10).

Die mittlere Jahrestemperatur der feuchten Küstenzone bei Trapezzunt beträgt $18,5^{\circ}$, die mittlere Januartemperatur $+6^{\circ}$, die mittlere Julitemperatur $+24^{\circ}$. Das sind gewiß keine Wärmeverhältnisse, wie sie im Innern der Alpen zur Eiszeit geherrscht haben können, auch wenn die sogenannten Interglazialzeiten zu ungemein langen Dauerperioden ausgezogen würden. Dagegen kann dem jetzigen pontischen Klima das pliocäne alpine Klima sehr wohl entsprochen haben.

Von dieser jungtertiären Zeit mit 18° (oder in den Hochalpen etwas weniger) Jahrestemperatur ausgehend, gelangen wir zur altdiluvialen Flora und Fauna von Utznach und Dürnten. Damals wuchs am Nordrande der Schweizer Alpen ein Tannenhochwald, der in seiner Begleitung eine Vegetation führte, die der jetzigen in der Tiefschweiz gleichartig war; nur die Buche fehlte, die jetzt in den Schweizer Wäldern vorwiegt. Dieser Tatbestand erfordert ein kontinentales Klima für die altdiluviale Zeit, im Gegensatz zu dem jetzigen ozeanischen Klima in den Westalpen.

„Die Schweiz gehört jetzt klimatisch dem großen Bezirke Mitteleuropas an, in welchem sich der Übergang vom Seeklima der westlichen Küstenländer zum Kontinentalklima Osteuropas vollzieht. Hinsichtlich der Temperaturen teilt die Schweiz die Vorzüge, welche dem ganzen westlichen Europa durch den Einfluß der warmen atlantischen Luft- und Wasserströmungen zukommen. Die Stationen Basel und Lugano zu beiden Seiten der Alpen haben, auf das Meeresniveau reduziert, eine Mitteltemperatur von resp. $10,9^{\circ}$ und $13,3^{\circ}$, die um nahe 4° die von DOVE und WILD für die gleiche Breite gegebene Normaltemperatur übertrifft, und zeigen eine Erhöhung auch selbst im Sommer, was sich nur dadurch erklärt, daß jene atlantischen Strömungen nicht bloß eine Ausgleichung, sondern eine tatsächliche Wärmevermehrung zur Folge haben, ein Einfluß, der dann erst im östlichen Europa verschwindet“¹⁾.

Dieses Resultat der neuesten Untersuchungen über das jetzige Klima in der Schweiz nebst den weiteren Darlegungen der wichtigen

¹⁾ Jul. Maurer, Rob. Billwiller jun. und Clem. Heß, Das Klima der Schweiz. I. Bd., S. 63. Frauenfeld. 1909.

Allgemeinen Übersicht in diesem Werke (S. 37—94) kann uns als eine sichere Basis dienen für alle Überlegungen über das Klima, das etwa in den Alpen während des Eiszeitalters geherrscht haben mag.

Ich sehe dabei ganz ab von solchen Hypothesen, wie sie aus allgemein tellurischen oder gar kosmischen Ursachen abgeleitet worden sind¹⁾; solche Hypothesen sind nicht zu beweisen und wir brauchen sie gar nicht.

Die anormale Erwärmung Europas zur jetzigen Zeit (verglichen mit den gleichen Breiten in Asien und Nordamerika), welche für Basel + 4° beträgt, hat ihre Ursache in dem warmen Golfstrom. Ich nehme an, daß der Golfstrom erst in der letzten Absenkungsperiode der nordatlantischen Kontinente sich gebildet hat, resp. seinen Lauf auf Europa zu nehmen konnte; vor dieser Zeit verhinderte die Atlantis, jene alte kontinentale Verbindungsbrücke zwischen Nordeuropa und Nordamerika, einen solchen warmen Meeresstrom nach Europa zu gelangen.

Diese Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur von 4° für die Schweiz soll nach der Annahme einiger Geologen bereits genügen, um eine Eiszeit in den Alpen zu erzeugen. Dies ist nicht wahrscheinlich, weil wir sehen, daß unter den normalen Wärmeverhältnissen auf dem Felsengebirge in Kanada oder in den turkestanischen Gebirgen oder im Ural oder in anderen Gebirgen der Erde unter gleichartiger Lage keine so großen Vergletscherungen jetzt erscheinen wie zur Haupteiszeit in den Alpen.

Wir müssen also noch bedeutend niedrigere Kältegrade für die Hochalpen fordern, um solche Firneismassen erzeugen zu lassen, daß

¹⁾ Einen phantastischen Gedanken vom Svante Arrhenius griff Fr. Frech auf und wollte die Eiszeiten der Erde durch einen stärkeren Gehalt an Kohlensäure in der Atmosphäre erklären; die gewaltigen Mengen von Kohlensäure sollten die Vulkane aus dem Erdinnern in die Atmosphäre befördert haben. Dabei ist wiederholt (zuletzt von Dr. Brun in Genf) nachgewiesen worden, daß die vulkanischen Gesteine gar keine Kohlensäure enthalten. Andere Naturforscher sahen als Ursache der Eiszeiten die Polverschiebung der Erde an. — Ich habe in meiner Geologie von Deutschland darauf hingewiesen, daß die diluviale Eiszeit keine allgemeinen Ursachen gehabt haben kann, weil die Vergletscherungen eine örtlich ganz beschränkte Verbreitung gehabt haben: z. B. war das norddeutsche Tiefland und das nördliche Rußland vergletschert zur Diluvialzeit, aber Sibirien gleichzeitig gänzlich frei von Gletschern. Meiner Ansicht nach können Gletscher nur da entstehen, wo ein hohes Gebirge Firneis entwickelt und das für Gletscher notwendige orographische Gefälle erzeugt: ohne Gebirge und Täler gibt es keine Gletscher.

die aus ihnen vorrückenden Gletscher die Ausdehnung gewinnen konnten, die wir zur borealen Eiszeit in den Vorländern der Alpen konstatieren können.

Um die Rhone- und Rheingletscher bei Basel zu vereinigen, genügt offenbar eine Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur für Basel von 11° auf 7° nicht; um die Adamellogletscher bis Solferino vorstoßen zu lassen, genügt nicht eine um 4° niedrigere Jahrestemperatur des südlichen Alpenrandes.

Ich nehme daher an, daß sowohl Basel wie Garda zur Haupteiszeit um 500—600 m, und die Hochalpen entsprechend den Differenzen der Schneegrenzen um 1300—1500 m höher über dem Meere gelegen haben, als es jetzt der Fall ist.

Auf der Nordseite der Alpen nimmt jetzt die Kälte für jede 100 m Höhe um $0,5^{\circ}$ und auf der Südseite um $0,6^{\circ}$ ab, und zwar gleichmäßig in den West- wie in den Ostalpen¹⁾. Wenn wir das gleiche Verhältnis für eine Überhöhung der Alpen annehmen, so würden wir für eine Höhenstufe von 500 m eine Temperaturerniedrigung von $2,5$ bis 3° , von 1000 m von 5 bis 6° , und von 1500 m von $7,5$ bis 8° erreichen. Solche Temperaturerniedrigungen dürften wohl genügen, um die Alpen vereisen zu lassen, wenn wir dazu die obigen 4° abrechnen auf die jetzige anormale Erwärmung von Westeuropa durch den Golfstrom. Hierzu kommt, daß die Intensität der Gletscherbedeckung wächst mit der Größe des über der Schneegrenze liegenden Flächenraumes des Gebirges (vergl. oben S. 27).

Andererseits waren die jährlichen Niederschlagsmengen zur Haupteiszeit in den Alpenländern verhältnismäßig geringer als jetzt, weil Mitteleuropa damals weiter entfernt lag vom Ozean als zur jüngeren Diluvialzeit und als jetzt.

Nur durch diesen Umstand ist die Entstehung der Lößsteppen in Westeuropa zu erklären. Wir hatten gesehen, daß die Waldvegetationen sowohl vor (Dürnten—Utnach) als nach (Güntenstall) der Haupteiszeit am Nordrande der Schweizer Alpen auf ein kontinentales, nicht ein ozeanisches Klima hinweisen. Wald und Steppen existierten gleichzeitig: der Wald am Rande der Alpen, die Steppen draußen auf den Ebenen.

Die diluviale Waldflora war in der Hauptsache dieselbe wie jetzt, gerade wie die diluviale Fauna in ihrem allgemeinen Charakter mit

¹⁾ Vergl. die Tabelle in J. Maurer, Klima der Schweiz. S. 66. Frauenfeld. 1909.

der heutigen übereinstimmt; nur in den Einzelheiten existieren Unterschiede. Die Dryasflora, welche jetzt in den Hochalpen über der Waldgrenze wächst, ist nicht charakteristisch für die diluviale Eiszeit, ebensowenig wie dieselbe jetzt z. B. für die ganze Schweiz gilt; sondern sie wuchs früher unter den gleichen örtlichen Bedingungen wie jetzt, das heißt, sie überzog mit ihren grünen, fein verästelten Teppichen den Felsschutt an den Orten, die der Gletscher soeben verlassen hatte.

Diese Charaktere der Floren in der Diluvialzeit passen viel besser zur stetigen geologischen Entwicklung der Organismen als die sprunghaften starken Veränderungen, wie man sie sich bisher dachte: den glazialen Zeiten wurde eine arktisch-hochalpine, den Interglazialzeiten eine pontische Flora zugeschrieben; derartige starke Florenwechsel verlangen größere Zeiträume, als uns für die alpine Eiszeit zu Gebote stehen.

Allerdings hat die Haupteiszeit auf die Vegetation der Alpen eine starke Wirkung ausgeübt. Es paßten sich eine Anzahl von Pflanzen, welche aus der präglazialen Zeit vorhanden waren, durch Umänderung ihrer Lebensart und ihres Wuchses der kälteren Luft und den Schneewehen auf den Hochalpen an: es entstand die hochalpine Flora, wie sie jetzt noch an den Schneegrenzen lebt. Eine andere Gruppe von Pflanzen wanderte aus, so die *Brasenia purpurea*, ohne nach Europa zurückzukehren. Die Mehrzahl der Pflanzen aber wich örtlich nur so weit zurück, als es die große Vergletscherung der Alpen erforderte: das heißt, die Waldgrenzen änderten ihre Höhenlagen mit dem Aufsteigen der Alpen und mit der dadurch bedingten Änderung der Schneegrenzen. Sobald aber die Gletscher mit dem Absinken der Alpen wieder aus dem Vorlande zurückwichen, folgte ihnen der Wald auf dem Fuße (Güntenstall), und zwar nicht eine pontische, sondern eine mitteleuropäische Waldvegetation.

Wir erkennen daraus, daß das Klima Europas zur Diluvialzeit nicht aus irgendwelchen allgemeinen tellurischen oder gar kosmischen Ursachen ein kälteres als jetzt war, sondern aus regional-tektonischen Gründen: der Kontinent lag zur Haupteiszeit höher über dem Meere und weiter entfernt vom atlantischen Ozean; daher standen die Alpen und die mitteldeutschen Gebirge höher über dem Meeresspiegel als jetzt; rechnen wir noch die Abwesenheit des feuchtwarmen Golfstromes hinzu, so überblicken wir die lokalen Ursachen, welche die große Vergletscherung der Gebirge zur borealen Zeit bewirkten.

Diese Vergletscherung war einheitlich, nicht von interglazialen Zeiten unterbrochen. Im Innern der Alpen kennen wir keine interglazialen Ablagerungen; die weiße Höttinger Breccie von der Höttinger Alm und die weiße Seekreide in der Borlezzaschlucht über dem Iseo See gehören der präglazialen, der pliocänen Zeit an. Dagegen beobachten wir im Oszillationsgebiete der diluvialen Gletscher am Rande der Alpen und in ihrem Vorlande an vielen Punkten intramoränale Schotter, Sande, Bändertone, Torfmoore, welche sich bildeten sowohl in den Perioden des Vorrückens als des Rückzuges der Alpengletscher.

Wir dürfen solche intramoränalen Absätze in ihren Einzelheiten nicht schematisch durchziehen durch die nördlichen und südlichen Alpenränder, da jedes Flußtal, je nach seiner örtlichen Lage, seine eigene glaziale Entwicklung durchlebte. Nur allgemeine Grundzüge gelten. Während der borealen Vorstoßperiode setzten die Schmelzwasser der Gletscher in den Talebenen des Vorlandes die Deckenschotter und die Hochterrassenschotter ab. Beide Schotterdecken sind durch Flußerosionen voneinander getrennt, welche einerseits mit dem Aufsteigen des Alpenkörpers, andererseits mit dem Absinken der ober-rheinischen Tiefebene und der Tiefebene an der unteren Donau zusammenhängen.

Beide Schotterdecken wurden überflutet in der Zeit der weitesten Ausdehnung der alpinen Gletscher, der borealen Eishochflut. Daher sehen wir, daß sowohl die Decken- wie die Hochterrassenschotter von den Moränen der Haupteiszeit örtlich überdeckt werden.

Der Rückzug der alpinen Gletscher während der atlantischen Periode geschah ziemlich rasch; denn wir kennen im Alpenvorlande wenig charakteristische Ablagerungen aus dieser Zeit: sie muß also schnell vorübergegangen sein, was sich aus einem plötzlichen Einbruch der Atlantis und dem gleichzeitigen plötzlichen Absinken des europäischen, respektive nordamerikanischen Kontinentes erklären ließe.

Nach diesem ersten und starken atlantischen Rückzuge blieben die Gletscherenden lange Zeit auf den Linien stehen, welche durch die eigenartigen Ringwälle und Landschaften der äußeren Jungmoränen gekennzeichnet sind.

Danach geschahen neue starke tektonische Bewegungen im Atlantischen Ozean und auf dem europäischen Kontinente während der skandinavischen Periode: der Golfstrom entstand und brachte West-

europa eine anormale Erwärmung. Die alpinen Gletscher zogen sich immer weiter zurück in die Täler des Gebirges. Die unteren Talstrecken ertranken am Außenrande, weil der Alpenkörper relativ tiefer einsank als das Schweizer und schwäbische Juragebirge.

ALBERT HEIM, der zuerst am Zürcher See die rückläufigen Talterrassen entdeckte, wollte dieses Einsinken des Alpenkörpers auf die eigene Schwere des Gebirges zurückführen. Das ist mechanisch nicht denkbar: die Alpen wurden zur miocänen Zeit so hoch hinaufgeschoben, als es die aufstauende Kraft vermochte; das Gebirge konnte sich später zur jüngeren Diluvialzeit nicht plötzlich darauf besinnen, daß es für seine eigene Schwere zu hoch wäre. Nein, diese Absenkung in der skandinavischen Periode war eine allgemeine um den ganzen Nordrand des Atlantischen Ozeans herum: Kanada und Grönland sanken damals ebenso ab wie Nordeuropa und Skandinavien.

Ich habe daher die Entstehung der norwegischen Küstenrinne verglichen mit der Ertränkung der alpinen Randseen.

Aber die Absenkungen waren lokal verschieden tief in ihren relativen und in ihren absoluten Niveauschwankungen, wie bei allen regionalen Bewegungen.

Diese großen kontinentalen Senkungen verringern ihre Stärke in Europa von Westen nach Osten. In Frankreich, in England und an den norddeutschen Küsten wirkten sie bis in die historischen Zeiten und bis in die jüngste Zeit fort¹⁾. Dagegen wurden die Ostalpen weder zur borealen Zeit so hoch gehoben wie die Westalpen: in der östlichen Steiermark endigte die diluviale Vergletscherung vollständig, noch sanken sie während der atlantischen und skandinavischen Periode so tief ein wie jene; daher verflachen alle glazialen Erscheinungen, alle Akkumulationen und Erosionen der Eiszeit in den östlichen Gebieten der Alpen, bis sie in den oberen Gebieten der Drau- und Savetäler gänzlich verschwinden.

Diese Tatsache bestätigt wieder meine Ansicht, daß die Entstehung der diluvialen Eiszeit in Europa keine allgemeinen, sondern nur lokale Ursachen gehabt hat: es wäre nicht einzusehen, weshalb die Vergletscherung der Alpen in dem östlichen Steiermark aufhören sollte, wenn irgend ein allgemein tellurischer oder kosmischer Grund

¹⁾ Vergl. meine Geologie von Deutschland, II. Band, S. 518. Leipzig. 1910.

für ein kälteres Klima der Erde zur Diluvialzeit bestanden hätte. Ebenso war nur der nördliche, nicht der südliche Teil des Uralgebirges während der nordischen Eiszeit vergletschert, und zwar nach meiner Auffassung deswegen, weil jener Teil mit Skandinavien damals so viel höher als jetzt über dem Meeresspiegel erhoben war, daß ausgedehnte Firneisfelder entstehen, und die Gletscher derselben genügendes Gefälle zum Abfließen in die Täler erlangen konnten.

Der prähistorische Mensch.

Zum Schlusse will ich noch ganz kurz darauf hinweisen, daß die prähistorischen menschlichen Ansiedelungen in der Schweiz sämtlich jünger sind als die große Vergletscherung. Die paläolithischen Stationen, wie das Schweizer Bild bei Schaffhausen, besitzen das Alter der Lößsteppenzeit, sind also in der atlantischen Periode entstanden. Dagegen gehören die neolithischen Niederlassungen des Menschen, wie die Pfahlbauten (Schussenried, Bodensee, Bieler See, Chiemsee und viele andere Orte), der jüngsten Zeit des Diluviums an, der skandinavischen Zeit: sie liegen auf den Mooren der Jungmoränenlandschaft und in den Seen, die erst durch die skandinavische Absenkung der Alpen ertrunken waren.

Wir kennen aus dem Rheingebiete nur einen menschlichen Rest aus der ältesten Diluvialzeit, aus der Zeit vor der großen Vergletscherung, das ist der Unterkiefer eines Menschen aus dem altdiluvialen Sande von Mauer bei Heidelberg; dieser *Homo Heidelbergensis* Schöt. wurde in den alten Neckarsanden und -Schottern gefunden, in denen auch die Reste von dem altdiluvialen Elefanten, *Elephas antiquus*, vorkommen. Diese Sande und Schotter werden überlagert vom älteren und jüngeren Löß, dessen Massen jetzt 11 m mächtig über den Sanden der Grube am Greifenrain anstehen.

Solche altdiluvialen Reste des Menschen sind bisher aus den Alpen noch nicht bekannt geworden. Die berühmten Schweizer Stationen sind alle jünger, und zwar scheiden sie sich in die zwei ihrer Kultur nach verschiedenen Zeiten, der paläolithischen, welche ich in die atlantische, und in der neolithischen, welche ich in die skandinavische Periode der diluvialen Eiszeit stelle.

Die großen Unterschiede der beiden Kulturen möchte ich dadurch erklären, daß der paläolithische Mensch von Westen her, von der

versunkenen Atlantis aus nach Europa eingewandert ist; ihm gehören die megalithischen Bauten, wie die Cromlechs und die Dolmen in der Bretagne an. Dagegen wanderten die neolithischen Menschen von Osten her, aus Asien in Europa ein; sie brachten die Nephrit- und Jadeitwerkzeuge aus den innerasiatischen Gebirgen (Ostturkestan und Oberbirma) im Tauschhandel mit nach Europa. Der neolithische Mensch besaß eine höhere Kultur, weil seine paläolithischen Vorfahren von der Atlantis her südlich in die Mittelmeerländer eingedrungen waren und eine lange Zeit in den damals gemäßigten Klimazonen von Nordafrika und von West- und Zentralasien sich zu einer höheren Kultur fortentwickelt hatten.

Ich habe früher einmal die älteste Kultur des Menschen in Verbindung gesetzt mit der europäischen Eiszeit¹⁾. Als die Alpen und ein großer Teil von Europa vergletschert waren, muß in den Mittelmeerländern ein weniger heißes Klima als jetzt, muß ein gemäßigtes Regenklima geherrscht haben, unter dessen günstigen Wirkungen die ältesten Kulturen des Menschen sich entwickeln konnten. Die Wadis der nordafrikanischen Wüsten sind Flußtäler, welche nur zu einer Regenzeit entstehen konnten. Damals, während in Europa noch die Eiszeit herrschte, entstand in Oberägypten eine geistig höherstehende Kultur, deren älteste Dokumente in das fünfte und sechste Jahrtausend vor Christi Geburt hineinragen.

Die Dauer der diluvialen Eiszeit in Europa ist meiner Ansicht nach vielfach überschätzt worden. Wir besitzen allerdings keinen sicheren Maßstab, an dem wir solche geologischen Zeiten messen könnten. Aber die prähistorische Zeit des nordeuropäischen Menschen fällt ganz in die jüngere Zeit des Diluviums: der paläolithische Mensch lebte nach der Haupteiszeit, während der atlantischen, der neolithische erst nach der Lößsteppenzeit, während der skandinavischen Periode in Nordeuropa. Diese jungdiluviale, neolithische Zeit kann aus verschiedenen Gründen, die ich hier nicht erörtern will, nicht älter sein als die älteste oberägyptische Kultur; die skandinavische Diluvialperiode würde daher etwa 7000—10 000 Jahre vor unsere Zeit zurückreichen.

¹⁾ Kultur und Eiszeit, Vortrag auf der Versammlung der deutschen Naturforscher und Ärzte zu Frankfurt a. M.; abgedruckt in den Verhandl. dieser Gesellschaft. Leipzig. 1896.

Die Verwendung der Bronze war in Ägypten schon im vierten Jahrtausend vor Christi Geburt bekannt.

Mit der am Ende der diluvialen Zeit zunehmenden anormalen Erwärmung von West- und Mitteleuropa, welche durch den Golfstrom bewirkt wurde, begann eine allmählich immer stärker werdende Austrocknung der Mittelmeerländer. Die nordafrikanischen, die arabischen und die zentralasiatischen Wüstengebiete entstanden langsam während der jüngsten diluvialen Periode.

Gegen diese Verschlechterung des Klimas, gegen diese Austrocknung ihrer Landschaften wehrten sich die alten orientalischen Kulturstaaten solange noch Kraft zur Abwehr in ihnen lebte. Aber allmählich erlahmten die Menschen in dem ungleichen Kampfe gegen die Natur: die altägyptischen, die assyrischen, die indischen Kulturen starben nicht durch sich selbst, sondern sie erlagen dem heißen und trocknen Klima, welches ihre Staaten allmählich erobert hatte.

Die geistige Kultur wanderte aus den südlichen Ländern in die nördlichen gemäßigten Klimazonen der alten Welt aus: von Ägypten und Assyrien zog sie nach Griechenland, von Indien nach China. Von Griechenland übernahm Italien die Herrschaft, bis endlich jetzt die nordeuropäischen Völker die höchsten Kulturaufgaben zu leisten imstande sind.

Ein kalter, schneereicher Winter ist für uns in Deutschland ein wirkungsvoller Rest der längst vergangenen Eiszeit: er stärkt die Menschen zu neuer Arbeit und läßt sie niemals erschlaffen in der Fortentwicklung aller geistigen Kulturen.

Übersicht der Perioden der diluvialen Eiszeit in den Alpen und ihren Vorländern.

I. Boreale Periode.

Vorrücken der Gletscher aus den Hochalpen durch die zur pliocänen Zeit erodierten Flußtäler, und Vergletscherung der Vorländer, im Westen bis Lyon und über das Schweizer Juragebirge, im Norden bis zur Schwäbischen Alp und bis auf die bayerische Hochebene. Die Alpen standen um etwa 1300 bis 1500 m höher über dem Meere als jetzt, die Tiefschweiz etwa um 500 bis 600 m, das Schweizer Juragebirge lag relativ weniger hoch erhoben über den Molassegebieten als jetzt.

In der ältesten Zeit Absatz der Deckenschotter, danach der Hochterrassenschotter. Relative Absenkung der oberrheinischen Tiefebene, in deren Folge der Rhein und seine Nebenflüsse talaufwärts ihre Täler tiefer einschnitten. Ebenso sank die Donauhochebene relativ gegen die höher aufsteigenden Alpen.

Die Decken- und Hochterrassenschotter werden von den Moränen der stärksten Vergletscherung im Alpenvorlande überdeckt.

Die Schieferkohlen von Utznach und Dürnten bildeten sich im Oszillationsgebiete des Rhein—Linthgletschers als eine intramoränale Moorablagerung. *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Merckii* und eine der jetzigen Schweizer Waldvegetation nahestehende, nur kontinentalere Flora liegen in den Schieferkohlen.

II. Atlantische Periode.

Erste allgemeine Absenkung der nordatlantischen Kontinente und damit erste Absenkung der Alpen. Infolgedessen erstes Zurückweichen der Gletscher aus den Vorländern.

Bildung der Lößsteppen auf den Hochebenen außerhalb und auf den Altmoränen.

Paläolithische Zeit des Menschen. Ausbreitung der atlantischen Völker in Westeuropa und in Nordafrika. Ein gemäßigtes Regenklima in den Mittelmeerländern.

III. Skandinavische (alpine) Periode.

Zunächst langer Stillstand der Gletscher auf den Linien der äußeren Jungmoränen; gleichzeitige Bildung der Niederterrassenschotter.

Danach zweite große Absenkung von West- und Mitteleuropa. Infolgedessen erneuter Rückzug der Gletscher talaufwärts in die Alpentäler. Ertränkung der alpinen Randseen.

Zunehmende anormale Erwärmung Europas und der Mittelmeerländer durch den neu entstandenen Golfstrom.

Neolithische Zeit des Menschen. Pfahlbauten in den Seen. Einwanderung asiatischer Völker in Europa.



Abhandlungen der Großherzoglich Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt.

(Die Hefte sind einzeln käuflich in Kommission beim Großh. Staatsverlag, Darmstadt.)

Band I.	Heft 1.	1. R. Lepsius, Einleitende Bemerkungen über die geologischen Aufnahmen im Großherzogtum Hessen	I—XIII
		2. C. Chelius, Chronologische Übersicht der geologischen und mineralogischen Literatur über das Großherzogtum Hessen. M. 2.50	1—60
	Heft 2.	Fr. Maurer, Die Fauna der Kalke von Gießen, mit Atlas von elf lithographierten Tafeln. M. 10.—	61—340
	Heft 3.	H. Schopp, Der Meeressand zwischen Alzey und Kreuznach, mit zwei lithographierten Tafeln. M. 2.50	341—392
Heft 4.	F. v. Tchihatchef, Beitrag zur Kenntnis des körnigen Kalkes von Auerbach-Hochstädten an der Bergstraße, mit drei lithographierten Tafeln. M. 2.50. (Vergriffen.)	393—442	
Band II.	Heft 1.	Ch. Vogel, Die Quarzporphyre der Umgegend von Groß-Umstadt, mit zehn lithographierten Tafeln. M. 5.—	1—55
	Heft 2.	A. Mangold, Die alten Neckarbetten in der Rheinebene, mit einer Übersichtskarte und zwei Profiltafeln. M. 5.—	57—114
	Heft 3.	L. Hoffmann, Die Marmorlager von Auerbach an der Bergstraße, mit einer lithographierten Tafel. M. 2.50	115—161
	Heft 4.	G. Klemm, Beiträge zur Kenntnis des kristallinen Grundgebirges im Spessart, mit sechs Tafeln in Lichtdruck. M. 3.—	163—257
Band III.	Heft 1.	G. Klemm, Geologisch-agronomische Untersuchung des Gutes Weilerhof (Wolfskehlen bei Darmstadt), nebst einem Anhang über die Bewirtschaftung der verschiedenen Bodenarten des Gutes, vom Besitzer G. Dehlinger, mit einer Karte in Farbendruck. M. 2.50	1—52
	Heft 2.	K. von Kraatz-Koschla, Die Barytvorkommen des Odenwaldes, mit drei Tafeln. M. 2.—	53—76
	Heft 3.	E. Wittich, Beiträge zur Kenntnis der Messeler Braunkohle und ihrer Fauna, mit zwei Tafeln. M. 3.—	77—147
	Heft 4.	C. Luedecke, Die Boden- und Wasserverhältnisse der Provinz Rheinhessen, des Rheingaus und Taunus. M. 5.—	149—298
Band IV.	Heft 1.	C. Luedecke, Die Boden- und Wasserverhältnisse des Odenwaldes und seiner Umgebung, mit zwei lithographierten Tafeln. M. 5.—	1—183
	Heft 2.	Wilhelm von Reichenau, Beiträge zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mauer und Mosbach, mit 14 Tafeln in Autotypiedruck. M. 5.—	185—314
	Heft 3.	Wilhelm Schottler, Die Basalte der Umgegend von Gießen, mit vier Tafeln und drei Abbildungen im Text. M. 5.—	315—491
Band V.	Heft 1.	Richard Lepsius, Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen, mit 12 Profilen im Text. M. 5.—	1—136

Geologische Karte des Großherzogtums Hessen

im Maßstabe 1 : 25000.

Herausgegeben durch das Großherzogliche Ministerium des Innern,

bearbeitet unter der Leitung von R. Lepsius.

Bisher sind erschienen die Blätter Roßdorf, Messel, Darmstadt und Mörfelden mit Erläuterungen von C. Chelius, Blatt Groß-Umstadt von C. Chelius und Chr. Vogel, Blatt Schaafheim—Aschaffenburg von G. Klemm, Blatt Babenhausen von G. Klemm und Chr. Vogel, Blatt Neustadt—Obernburg von C. Chelius und G. Klemm, Blatt Zwingenberg von C. Chelius und G. Klemm, Blatt Bensheim von G. Klemm und C. Chelius, Blatt Brensbach—Böllstein von C. Chelius, Blatt König von Chr. Vogel, Blatt Erbach—Michelstadt von C. Chelius und G. Klemm, Blatt Neunkirchen von C. Chelius, Blatt Lindenfels von C. Chelius, Blatt Beerfelden, Blätter Kelsterbach, Neu-Isenburg und Birkenau von G. Klemm, Blatt Großgerau von A. Steuer. Blätter Viernheim und Sensbach von W. Schottler. Blätter Messel, 2. Aufl., von G. Klemm und Oppenheim am Rhein von A. Steuer.

Darmstadt 1886—1910. In Kommission beim Großh. Staatsverlag; pro Blatt mit Erläuterung M. 2.— (einzeln käuflich).